



Les impacts géomorphologiques de la déglaciation dans la région du Skagafjörður (Islande septentrionale)

Julien Coquin

► To cite this version:

Julien Coquin. Les impacts géomorphologiques de la déglaciation dans la région du Skagafjörður (Islande septentrionale) . Géomorphologie. Université de Nantes, 2015. Français. NNT: . tel-01279835

HAL Id: tel-01279835

<https://theses.hal.science/tel-01279835>

Submitted on 27 Feb 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Thèse de Doctorat

Julien COQUIN

*Mémoire présenté en vue de l'obtention du
grade de Docteur de l'Université de Nantes
sous le label de L'Université Nantes Angers Le Mans*

École doctorale : DEGEST

Discipline : Géographie

Unité de recherche : LETG-Nantes Géolittomer UMR 6554-CNRS

Soutenue le 20 octobre 2015

Thèse N° :

Les impacts géomorphologiques de la déglaciation dans la région du Skagafjörður (Islande septentrionale)

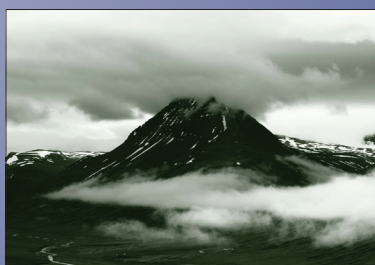
JURY

Rapporteurs :	Olivier DAUTEUIL, Géologue, Directeur de Recherche CNRS, UMR-CNRS 6118, Université de Rennes 1 Mauro SOLDATI, Professeur de Géologie, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia
Examineurs :	Pascal ALLEMAND, Professeur de Géologie, Université Claude Bernard, Lyon 1 Etienne COSSART, Professeur de Géographie, Université Jean Moulin, Lyon 3
Directeur de Thèse :	Denis MERCIER, Professeur de Géographie, Université Paris-Sorbonne (Paris IV)
Co-directeurs de Thèse :	Olivier BOURGEOIS, Professeur de Géologie, Université de Nantes Armelle DECAULNE, Géographe, Chargée de Recherche Habilitée, CNRS - UMR 6554 LETG, Nantes

THESE DE DOCTORAT
Géographie

Les impacts géomorphologiques de la déglaciation dans la
 région du Skagafjörður (Islande septentrionale)

Julien COQUIN



Soutenue publiquement le 20 octobre

Composition du jury

Pascal ALLEMAND, Professeur de Géologie, Université Claude Bernard, Lyon 1
 Olivier BOURGEOIS, Professeur de Géologie, Université de Nantes
 Etienne COSSART, Professeur de Géographie, Université Jean Moulin, Lyon 3
 Olivier DAUTEUIL, Géologue, Directeur de Recherche CNRS, UMR-CNRS 6118, Université de Rennes 1
 Armelle DECAULNE, Géographe, Chargée de Recherche Habilitée, CNRS - UMR 6554 LETG, Nantes
 Denis MERCIER, Professeur de Géographie, Université Paris-Sorbonne (Paris IV)
 Mauro SOLDATI, Professeur de Géologie, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia

examinateur
 co-directeur
 président
 rapporteur
 co-directrice
 directeur
 rapporteur

REMERCIEMENTS

Ce qu'il y a de bien avec la montagne, c'est que lorsqu'on grimpe jusqu'à un sommet, alors il n'y a plus qu'à se retourner pour voir tout le chemin qui a été parcouru pour arriver jusque-là. C'est un peu pareil avec une thèse, ce n'est qu'une fois le but atteint que l'on peut se retourner, pour voir tout le chemin qui a été parcouru. Et alors on repense à ce par quoi tout a commencé. Dans mon cas, cette thèse est d'abord le fruit de ma rencontre, presque par hasard, avec Denis. Je me rappelle de la grande carte d'Islande suspendue dans ton bureau, cette carte dont je dévorais alors les lignes sans savoir que j'aurais un jour la chance de pouvoir en contempler les paysages et les reliefs grandeur nature. Un grand merci à toi Denis pour avoir su déceler en moi l'âme du chercheur qui y sommeillait et pour m'avoir donné l'occasion de faire la découverte de ce merveilleux pays qu'est l'Islande. Merci également pour m'avoir initié à la lecture et à l'interprétation des paysages lors des journées passées ensemble à grimper les versants escarpés du Skagafjörður.

Et puis il y a eu les longues journées passées à collecter et à assembler les images aériennes de la région. C'est au cours de l'une d'elles, alors que je vous présentais quelques images, qu'Olivier s'est écrié : « un sackung ! ». Le cours de ma thèse s'en trouva irrémédiablement changé. Un grand merci à toi Olivier pour m'avoir initié à l'art du repérage de sackung. Ma thèse serait sans doute très différente sans ton regard affuté, tes corrections patientes et tes remarques toujours pertinentes. Sois sûr que désormais, je pense à toi avec émotion à chaque fois que je tombe nez à nez avec un sackung (ce qui m'arrive assez souvent je t'assure !).

Et c'est une chose que de contempler l'Islande vue du ciel, derrière son écran d'ordinateur, et s'en est une autre que de se retrouver nez à nez avec un fermier islandais, muni d'une pelle, pour lui demander l'autorisation de pouvoir creuser une fosse dans son champ parce que l'on est à la recherche d'une couche de tephra fort rare dénommée Saksunarvatn. Je n'aurais certainement jamais pu mener à bien toutes ces investigations sans l'aide précieuse d'Armelle, spécialiste incontestée, tant de la tephra que de la communication avec l'autochtone. Un grand merci à toi, donc, Armelle, pour m'avoir ouvert les portes de ce rude pays. Un grand merci également pour tes relectures patientes et tes commentaires, toujours avisés.

J'ai eu la chance de pouvoir bénéficier, en votre compagnie à tous les trois, d'un encadrement idéal pour mener à bien ce travail de thèse. Encore merci pour l'intérêt que vous n'avez jamais cessé de porter à mes recherches. Cette thèse doit beaucoup à votre implication.

Merci également à toi Thierry, pour ton soutien et ton aide qui m'ont été également précieux tout au long de ma thèse. Je tiens également à remercier Etienne, pour ses conseils avisés et ses corrections minutieuses. Merci Helgi,

pour ta pelle, ton garage, ton hospitalité et ta générosité. Sans toi, je n'aurais pas pu, au volant de ta super voiture, explorer tous les recoins de la si belle région où tu vis, le Skagafjörður. Merci à toi.

Et merci à tous les copains qui ont profité de l'occasion pour découvrir avec moi ce morceau de terre perdu au fin fond de l'Atlantique. Merci à Chloé, Axel, Martin pour leur coup de pelle et pour avoir eu la gentillesse de faire semblant de s'intéresser à l'histoire de la déglaciation du Skagafjörður. Et merci à toi Zazou, toujours présent dans toutes nos aventures dans les terres des hautes latitudes. Sans toi, je pense que je me serai transformé en ermite avec pour seule distraction les monologues avec de stupides moutons perdus dans les montagnes. Et bien sûr, tout ceci n'aurait jamais eu lieu sans toi Ivana, sache que tu as toujours été avec moi lors de mes longues journées en solitaire, dans les moments de joie au détour d'une fosse pleine de belles couches de tephra ou devant un paysage à couper le souffle mais aussi dans les moments d'ennuis et de galère, à divaguer entre les tuffurs ou à creuser des trous pour rien dans des tourbières sans intérêts. Merci à toi.

A mon petit Charlie, qui n'était pas sensé arriver avant la fin de ma thèse. Que la vie me paraît belle mais tellement fragile désormais.

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS	5
---------------	---

INTRODUCTION

1.Contexte scientifique de la recherche	15
2.Le sujet de la thèse	16
3.Les mécanismes paraglaciers de déformation des versants	18
4.Les problématiques de recherche	19
5.Les objectifs de recherche	25

CHAPITRE 1

INTRODUCTION AU TERRAIN D'ETUDE ET A LA METHODOLOGIE

1.Présentation du terrain d'étude à différentes échelles spatiales et temporelles	29
2.Présentation de la méthodologie	39

CHAPITRE 2

GRAVITATIONAL SPREADING OF MOUNTAIN RIDGE COEVAL WITH LATE WEICHSELIAN DEGLACIATION: IMPACT ON GLACIAL LANDSCAPES IN TROLLASKAGI, NORTHERN ICELAND

1.Introduction	47
2.Study Area	48
3.Methodology	51
4.Results	52
5.Discussion	63
6.Conclusion	65

CHAPITRE 3

A PARAGLACIAL MASS-MOVEMENT ORIGIN FOR CIRQUES: A CASE STUDY FROM NORTHERN ICELAND

1.Introduction	73
2.Study area	74
3.Methodology	75
4.Results	80
5.Discussion	91
6.Conclusion	93

CHAPITRE 4

GRAVITATIONAL SPREADING AS A PRECURSOR OF LANDSLIDING. EXAMPLE FROM THE ROCK-AVALANCHE OF STIFLUHOLAR, SKAGAJORDUR, NORTHERN ICELAND

1.Introduction	103
2.Study area	104
3.Methodology	107

4.Results	108
5.Discussion	112
6.Conclusion	119

CHAPITRE 5

SYNTHESE ET PERSPECTIVES

1.Le rôle de l'étalement gravitaire dans le façonnement des auges glaciaires	125
2.Le rôle des mouvements de masse dans le façonnement des cirques glaciaires	128
3.Le rôle de la déglaciation dans la mise en place des réajustements de versant	131

CONCLUSION	137
------------	-----

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	139
-----------------------------	-----

TABLES	155
--------	-----

TABLE DES MATIERES	159
--------------------	-----

INTRODUCTION



Vue sur la cicatrice d'arrachement d'un glissement de terrain affectant un versant situé sur la rive orientale du Skagafjörður

1 Contexte scientifique de la recherche

Comme le souligne le dernier rapport du GIEC (2013), les environnements des hautes latitudes sont le siège d'ajustements en lien avec le changement climatique : fonte des glaciers, dégel du permafrost, recul de la banquise d'été en Arctique. Aux côtés des glaciologues et des climatologues qui tentent de décrypter le message climatique des glaciers, un nombre croissant de chercheurs, au premier rang desquels géologues et géographes, s'intéressent tout particulièrement à l'évaluation des conséquences de la fonte des glaciers sur le milieu physique. En effet, les processus géomorphologiques et sédimentaires qui affectent les espaces déglacés sont nombreux : libération massives et ruissellement des eaux de fusion glaciaire, crise érosive et ravinement des moraines dans les fonds de vallées, déstabilisations et mouvements de masse le long des versants, formation et engraissement rapide de cônes fluvio-glaciaires alimentés par les eaux de fonte dans les zones pro-glaciaires.

Ces réajustements et les processus qui leur sont associés ont donné naissance à la géomorphologie paraglaciale, une branche de la géomorphologie des milieux froids consacrée à « l'étude des processus de surface, sédiments, formes, systèmes et paysages qui sont directement conditionnés par les glaciations et déglaciations passées » (Ballantyne, 2002). Elle prend naissance au début des années 70 et apparaît alors comme une alternative à une géomorphologie des milieux froids qui se consacre essentiellement à l'étude des formes et des processus périglaciaires (Mercier, 2007, 2008 ; Slaymaker, 2009). Les premières recherches menées sur le paraglaciale s'intéressent tout particulièrement à la séquence de déglaciation Tardiglaciaire qui marque la fin de la dernière grande ère glaciaire (Ryder, 1971). Dans sa conceptualisation théorique initiale, le terme paraglaciale désigne à la fois des processus

paraglaciales définis comme « des processus non-glaciaires mais qui sont directement conditionnés par la glaciation » (Church et Ryder, 1972) et une période paraglaciale durant laquelle ces processus sont actifs. La géomorphologie paraglaciale élargit progressivement ses champs d'investigation. En 1977, Wyrwoll inscrit l'analyse des impacts de la déglaciation sur les réajustements de versant dans le cadre analytique proposé par la théorie paraglaciale. Il n'est cependant pas le premier à s'y intéresser puisque déjà en 1966, Zischinsky établit une association entre des processus d'étalement gravitaire et des phénomènes de décohésion post-glaciaire. Cette réflexion alimentera par la suite de nombreuses études portant sur les déformations de versants en contexte de déglaciation (Beck, 1968; Bovis, 1982; Savage et Varnes, 1987; Chigira, 1992; Ballantyne, 1986, 1997, 2002, 2008, 2013; Jarman, 2006; Mège et Bourgeois, 2011; McColl, 2012; Crosta et al., 2013; Jaboyedoff et al., 2013).

Un champ de réflexion s'est également ouvert autour des processus paraglaciales qui affectent les marges désenglacées depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (Ballantyne et Benn, 1994 ; Curry et al., 2006 ; Cossart et Fort, 2008 ; Etienne et al., 2008 ; Mercier et Laflly, 2005 ; Mercier et al., 2009). Ces travaux soulignent l'efficacité des processus paraglaciales à l'œuvre dans les espaces récemment déglacés et fournissent des analogues précieux qui alimentent en retour les études consacrées aux déglaciations plus anciennes (Mercier, 2011).

La reconnaissance de l'efficacité des processus paraglaciales invite également à reconsidérer plus généralement leur rôle dans le façonnement des reliefs. La question du rôle des glaciers au cours des grandes glaciations du Quaternaire dans l'élaboration des vallées alpines et des cirques nourrit des débats de-

puis plus d'un siècle en géomorphologie dont l'objet est précisément de comprendre, à la lumière des formes du présent, les dynamiques et processus passés qui ont concouru à leur façonnement. Mais dans le débat qui oppose à la fin du XIX^{ème} siècle les « ultra-glacialistes » qui voient dans le façonnement des cirques et des auges l'action efficace des processus d'érosion glaciaire et les « anti-glacialistes » pour qui les glaciations ont surtout contribué à protéger les modelés pré-quaternaires, il est rarement question du rôle des dynamiques générées par la déglaciation elle-même sur le long terme, dans l'érosion des reliefs et dans la production des formes d'excavation. La théorie paraglaciale se propose ainsi de reconsidérer cette question à l'aune de processus qui n'avaient pas jusqu'ici fait l'objet d'une grande attention.

Toutes ces réflexions ont donc contribué à l'essor d'une géomorphologie paraglaciale dont les thématiques, les terrains et les séquences étudiées se sont considérablement élargis au cours des dernières décennies. Cet engouement pour les recherches paraglaciaires traduit la volonté pour de nombreux chercheurs de contribuer à l'effort déployé par la communauté scientifique pour appréhender les effets associés aux changements climatiques à différents pas de temps, en décrypter les causes et en prévoir les évolutions possibles. Les couplages entre études paléo-environnementales et demandes sociétales visant à envisager les futurs climatiques possibles apparaît alors dans toute sa nécessité : comment en effet prévoir des scénari d'évolution si l'on n'a pas à l'esprit, conscience et connaissance des changements passés ? Ces réflexions ont largement contribué au regain d'intérêt porté à l'étude des grandes fluctuations glaciaires et à l'analyse de leurs conséquences sur les milieux.

2 Le sujet de la thèse

C'est dans ce contexte de recherche que s'inscrit cette thèse. Elle a pour objet **les impacts géomorphologiques de la déglaciation dans la région du Skagafjörður, en Islande du**

nord et s'intéresse spécifiquement aux instabilités de versant en contexte de déglaciation.

2.1 objets et axes de recherche

Les instabilités qui ont affecté les versants de la région d'étude au cours de la séquence de déglaciation du Weichselien tardif (Tardiglaciaire) s'expriment selon deux modalités principales : (i) Les réajustements par déformation (i.e. les étalements gravitaires) et (ii) les réajustements par glissement (i.e. les mouvements de masse; fig. 1).

(i) L'étalement gravitaire désigne les mouvements lents et progressifs, d'origine gravitaire,

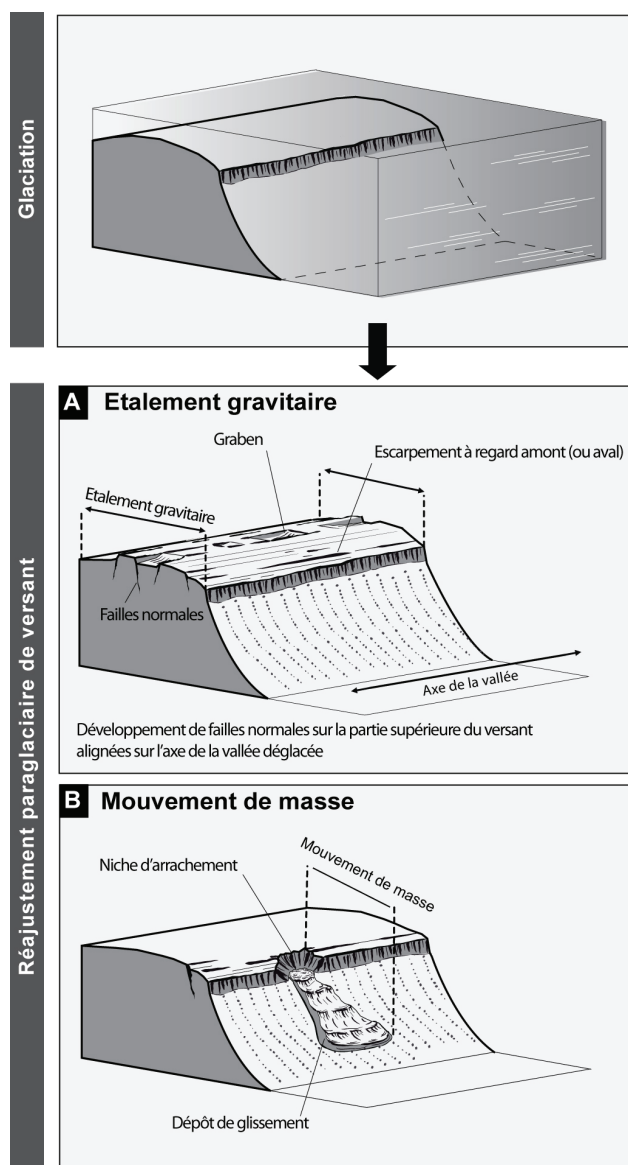


Figure. 1 - Schéma présentant les réajustements qui affectent les versants en contexte de déglaciation. On distingue les réajustements par déformation (i.e. les étalements gravitaires ; A) et les réajustements par glissement (i.e. les mouvements de masse ; B). *Noter que les grabens et les escarpements associés à l'adynamique d'étalement gravitaire sont alignés sur l'axe de la vallée adjacente.*

qui opèrent sous la forme de déformations du substrat. Les déformations qui lui sont associées – grabens le long des crêtes et séries d'escarpements en palier sur les parties supérieures des versants - sont généralement disposées parallèlement aux courbes de niveaux et se développent à la faveur de failles normales. Dans la littérature scientifique foisonnante qui lui est consacrée, les termes *sacking* (ou *sagging*), *creep* (ou *creeping*) et *deep-seated gravitational slope spreading deformation* (DSGSD) sont également utilisés pour désigner ce processus de déformation par étalement gravitaire (fig. 1A, photos 1 et 2).



Photo 1 - Vue sur le massif du Hnjúkar situé sur la rive orientale du Skagafjörður. Le massif présente une morphologie caractéristique des massifs ayant été affectés par une dynamique d'étalement gravitaire. *Noter que la partie sommitale du massif est découpé par une série de grabens et d'auges plus ou moins alignés sur la vallée adjacente.*



Photo 2 - Vue sur la partie supérieure du versant du Holtshyrna situé dans le nord de la péninsule de Tröllaskagi. Le versant présente une série d'escarpements à regard amont caractéristiques des déformations par étalement gravitaire.

(ii) Contrairement aux déformations lentes par étalement gravitaire, les mouvements de masse procèdent par glissements. Ils se produisent à des vitesses plus ou moins rapides, voire catastrophiques dans le cas des avalanches rocheuses. Ils incluent les glissements rotation-

nels, translationnels ou de basculements le long de parois très raides. Sur le plan géomorphologique, ils se traduisent par la formation d'une niche ou cicatrice d'arrachement dans la zone de départ du matériel et d'un dépôt de glissement dans la zone d'arrivée. Ils sont plus ou moins visibles dans la topographie selon l'importance du déplacement du matériel. Jarman (2006) distingue ainsi les glissements cataclastiques lorsque le dépôt est déconnecté de la zone de départ, sub-cataclastiques lorsqu'une partie du dépôt est restée dans la zone de départ et arrêtés lorsque le dépôt obstrue une grande partie de la niche d'arrachement et limite ainsi son expression géomorphologique (fig. 1B, photos 3 et 4).



Photo 3 - Vue sur un glissement rotationnel en nez de crête situé à la confluence entre deux vallées glaciaires dans le nord de la péninsule du Tröllaskagi.



Photo 4 - Cicatrice d'arrachement associé à un glissement translationnel peu profond inscrit dans les trapps basaltiques du Tertiaire, sur la rive orientale du Skagafjörður.

On retrouve le terme de *rock slope failure* (RSF) pour désigner l'ensemble de ces processus de réajustement de versants, étalement gravitaires et mouvement de masse confondus (Holmes, 1984 ; Ballantyne, 1992, 2002 ; Ballantyne et al., 2014 ; Evans et al., 2006 ; Jarman, 2006).

Dans cette thèse, nous nous intéresserons à deux questions : (i) le rôle de la déglaciation dans la mise en place des réajustements de versants et (ii) le rôle des réajustements de versants dans le façonnement des auges et des cirques glaciaires (fig. 2).

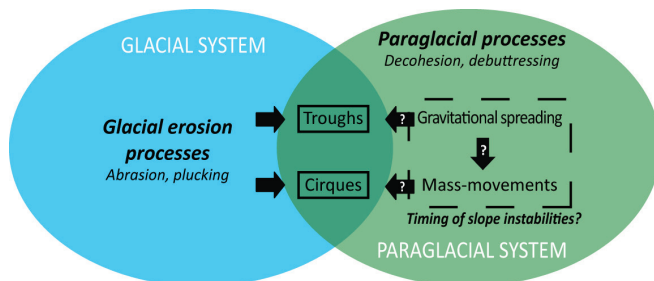


Figure 2 - Schéma présentant les questions de recherche visant à caractériser (i) l'influence potentielle de l'étalement gravitaire dans le façonnement des auges, (ii) l'influence potentielle des mouvements de masse dans le façonnement des cirques et (iii) l'influence potentielle de l'étalement gravitaire dans le déclenchement des mouvements de masse.

2.2 Skagafjörður, un terrain de recherche adapté

La région de Skagafjörður en Islande du nord fournit un cadre d'étude particulièrement bien adapté pour aborder ces deux questions (fig. 3). Skagafjörður (65°49'N ; 19°31'O), un des plus grands fjords de l'Islande du nord, est délimité par le massif de Tröllaskagi à l'est, qui culmine à 1538 m. a.s.l. et à l'ouest par la péninsule de Skagi, qui culmine à 1000 m. a.s.l. Ces reliefs sont constitués de trapps basaltiques d'âge tertiaire et forment des plateaux qui ont été profondément incisés en auges et en cirques au cours des glaciations et déglaciations du Quaternaire. Ces versants présentent de nombreux signes de déformations gravitaires et de mouvements de masse qui traduisent la vigueur des processus de réajustement qui se sont mis en place suite à la déglaciation de la région (Jónsson, 1957 ; Whalley et al., 1983 ; Pétursson and Sæmundsson, 2008 ; Mercier et al., 2013 ; Cossart et al., 2014). Les héritages glaciaires et paraglaciaires s'y conjuguent donc bien pour aborder ces questions.

3 Les mécanismes paraglaciaires de déformation des versants

Depuis quelques décennies, les études visant à comprendre les mécanismes qui influencent la stabilité et le comportement des versants en contexte de déglaciation et à démontrer le rôle des processus paraglaciaires dans l'activation

des instabilités de pente se sont multipliées et ont considérablement enrichi la compréhension des réajustements des versants post-glaciaires (Whalley et al., 1983 ; Savage et Varnes, 1987 ; Augustinus 1995 ; Bovis, 1990 ; Agliardi et al., 2001 ; Bachmann et al., 2009 ; Ballantyne et Stone, 2013 ; Crosta et al., 2013 ; Cossart et al., 2014). Les paramètres qui influencent leur mise en place sont nombreux. Dans sa synthèse consacrée aux réajustements de versant en contexte de déglaciation, Mc Coll (2012) propose de classer les facteurs qui concourent à leur mise en place en trois catégories : (i) les facteurs de prédisposition ; ce sont les paramètres inhérents, liés au cadre morphostructural dans lequel ils s'inscrivent et qui jouent un rôle essentiel dans leur déclenchement (la structure des roches, géométrie des pentes...), (ii) les facteurs de préparation qui contribuent à réduire progressivement la résistance des roches et la stabilité des pentes ; ce sont typiquement les facteurs où glaciation et déglaciation jouent un rôle décisif et (iii) les facteurs de déclenchement.

L'influence des glaciers et de la déglaciation dans la préparation et le déclenchement des RSF s'exerce selon trois modalités principales : la suppression du soutènement (i.e. debuttreassing), la décompression post-glaciaire et l'activité sismique post-glaciaire. Sous l'effet de l'érosion glaciaire, le glacier contribue à modifier la topographie des versants entre lesquels il s'inscrit en augmentant la longueur et la raideur des pentes (Augustinus, 1995a ; Bachmann et al., 2009 ; Mc Coll, 2012). Ce surcreusement des vallées qui opère durant les périodes glaciaires sous l'action des processus d'érosion glaciaire est compensé par la présence du glacier qui joue un rôle de soutènement pour ses parois (Augustinus, 1995a). De plus, le poids du glacier exerce une force de compression sur le substrat rocheux sur lequel il repose. Plus le poids de la glace est grand et plus la pression exercée sur l'encaissant est importante. L'encaissant réagit à cette contrainte en lui opposant une force équivalente (Cossart, 2005).

La déglaciation bouleverse ces équilibres de plusieurs manières. D'une part, la déglaciation se traduit par une libération des contraintes

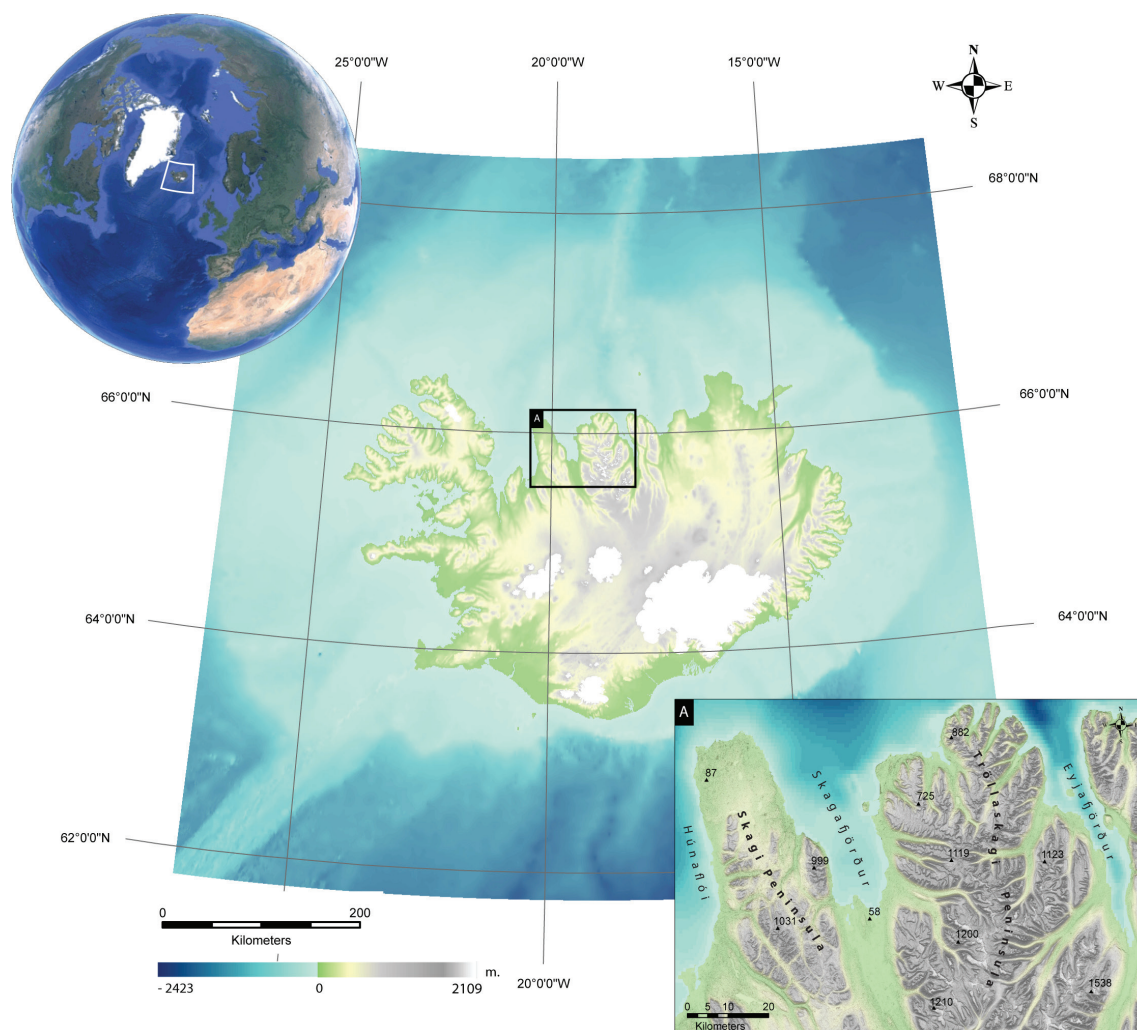


Figure 3 - Carte de localisation de la région d'étude

qui s'exerçaient jusqu'alors sur le substrat : c'est la décompression post-glaciaire (Bovis, 1982 ; Agliardi et al., 2001 ; Ambrosi et Crosta, 2006). D'autre part, elle se traduit par la disparition des glaciers de vallées qui exerçaient leur rôle de contrefort pour les versants : c'est la suppression du soutènement (Augustinus, 1995a ; Ballantyne, 2002). Les réajustements auxquels sont soumis les versants en contexte de déglaciation sous l'effet combiné de ces deux mécanismes sont susceptibles de générer des mouvements de masse (Evans et Clague, 1994 ; Holm et al., 2004 ; Arsenault et Meigs, 2005 ; Ballantyne, 2008 ; Cossart et al., 2008). A l'échelle régionale, la disparition des grandes calottes de glace au cours du Tardiglaciaire a généré d'importants mouvements de réajustement de la croûte terrestre (le rebond post-glaciaire) favorisant ainsi une période d'activité sismique accrue (Stewart et al., 2000). Celle-ci a pu également jouer un rôle non-négligeable dans le développement des mouvements de masse (Cossart et al., 2014).

4 Les problématiques de recherche

4.1 Le rôle de la déglaciation dans la mise en place des réajustements de versant

4.1.1 L'ubiquité des processus

A la suite des travaux de Rapp (1960) et Zischinsky (1966), qui sont parmi les premiers auteurs à avoir établi un lien entre la déglaciation et les déformations de versants, de nombreux auteurs ont cherché à en préciser le rôle et à identifier les mécanismes paraglaciers susceptibles de générer de telles déformations et mouvements de masse. Certains ont démontré l'origine paraglacière des instabilités de versant en comparant leur distribution spatiale à celle des glaciations du Quaternaire. Ils ont observé que ces instabilités étaient plus abondantes le long des versants englacés au cours du Quaternaire (Thorarinsson et al., 1959 ; Rapp,

1960 ; Caine, 1982). Des études ont depuis cherché à dégager les variables paraglaciaires les plus significatives dans la distribution spatiale des instabilités de versant dans les Alpes (Panizza, 1973 ; Cossart et al., 2008, Crosta et al., 2013), les Apenins (Capitani et al., 2013), en Ecosse (Jarman, 2006) ainsi qu'en Islande, dans la région du Skagafjörður (Cossart et al., 2014 ; Feuillet et al., 2014). Ces études ont largement contribué à renforcer l'hypothèse de l'origine paraglaciale des instabilités de versant.

Les interprétations basées sur les analyses spatiales visant à identifier, à une échelle régionale, les processus paraglaciaires déterminants dans la répartition des instabilités de versant doivent cependant être nuancées. Ces instabilités résultent d'une combinaison complexe de facteurs paraglaciaires et non paraglaciaires (climatiques, topographiques, lithologiques...) variables d'un site à l'autre. Sur le plan de l'analyse spatiale, le rôle exact des processus paraglaciaires dans leur mise en place demeure d'autant plus difficile à identifier et à mesurer qu'ils ne sont pas exclusivement liés aux environnements froids ayant expérimenté des séquences de glaciation et de déglaciation au cours du Quaternaire. Des déformations par étalement gravitaire ont ainsi été observées dans le massif de l'Ogaden en Ethiopie dont la mise en place n'est influencée par aucun processus paraglaciale (Mège et al., 2013). La question de l'ubiquité des processus se pose également pour les mouvements de masse qui affectent également des régions non-englacées au cours du Quaternaire (Mulder et Cochonat, 1996 ; Capra et al., 2003).

4.1.2 La séquence temporelle des réajustements gravitaires

Le développement récent des techniques de datation par les isotopes cosmogéniques a également permis l'essor de recherches abordant la question du rôle de la déglaciation dans la mise en place des instabilités de versant sous l'angle chronologique (Ballantyne et Stone, 2004 ; Ballantyne et al., 1998, 2013 ; Bigot-Cormier et al., 2005 ; Hippolyte et al., 2006, 2009 ; Cossart et al., 2008). Les couplages entre les études paléo-environnementales attachées à reconstituer les séquences

de déglaciation d'une part et les datations des déformations gravitaires d'autre part permettent-ils de confirmer le rôle de la déglaciation dans la mise en place de ces déformations ?

Les processus de déformation par étalement gravitaire impliquent des vitesses de déplacement lentes et variables dans le temps avec des alternances de repos et de regain d'activité (Beget, 1985 ; Tibaldi et al., 2004 ; Bigot-Cormier et al., 2005). Les études portant sur les périodes de mise en place et d'activité décrivent des cinématiques de déformations gravitaires extrêmement variables, qui peuvent s'étirer sur plusieurs dizaines de milliers d'années dans certains cas (Tibaldi et al., 2004 ; Ballantyne et al., 2014). La plupart insistent néanmoins sur l'origine post-glaciaire de ces déformations (Hippolyte et al., 2006, 2009 ; Cossart et al., 2008 ; Agliardi et al., 2009 ; Kellerer-Pirklbauer et al., 2010), sans pour autant préciser l'âge exact de leur mise en place. D'autres études encore, fondées sur la base d'observations menées dans des vallées récemment déglacées semblent indiquer des réajustements rapides des versants en contexte de déglaciation (Bovis, 1982, 1990 ; Evans and Clague, 1994 ; Arsenault and Meigs, 2005 ; Ambrosi and Crosta, 2006 ; Mc Coll et Davies, 2013). Cependant, le nombre restreint de datations absolues disponibles, la complexité des mouvements, la variabilité des rythmes et des vitesses de déplacement, la durée extrêmement variable des séquences dans lesquelles ils se mettent en place sont autant de facteurs qui limitent la compréhension des relations temporelles entre la déglaciation et les déformations gravitaires. L'étendue de nos connaissances relatives à la chronologie des réajustements de versant reste donc fragmentaire.

4.1.3 Le déphasage entre la déglaciation et les mouvements de masse

Les mouvements de masse le long des versants déglacés ont fait l'objet de nombreuses datations (Ballantyne et al., 1998 ; Soldati et al., 2004 ; Prager et al., 2008 ; Ostermann et al., 2012). Les résultats obtenus ne lèvent pas complètement le voile sur les incertitudes relatives à l'origine paraglaciale des glissements. Synthétisant plusieurs décennies de recherches

consacrées aux mouvements de masses post-glaciaires en Écosse et en Irlande, Ballantyne et al. (2014) proposent des âges de mise en place de 31 glissements post-glaciaires allant de 18,2 ka jusqu'à 1,7 ka cal. yr. BP avec une majorité de glissements qui se mettent en place environ 2 ka après la déglaciation dans ces régions. Un décalage similaire entre les mouvements de masse et la déglaciation a été observé dans d'autres régions du monde (Cruden et Hu, 1993). Dans sa synthèse où sont recensées les datations disponibles, Mc Coll (2012) constate qu'une majorité de glissements de terrain se mettent en place quelques milliers d'années après la déglaciation du Tardiglaciaire, de 10 à 8 ka cal. yr. BP dans des conditions climatiques comparables à celles d'aujourd'hui. Ce décalage est également observé en Islande. Dans la région du Skagafjörður, l'avalanche rocheuse du Höfðahólar (65°59'9.63»N and 19°23'15.97»W) a eu lieu entre 9 et 8,2 ka cal. yr. BP (Mercier et al., 2013) soit au moins 4 ka après la déglaciation et le glissement de Vatn (65°57'21.8''N and 19°23'45.54''W) s'est mis en place entre 11,4 et 10,8 ka cal. yr. BP (Decaulne et al., accepté) soit au moins 1,5 ka après la déglaciation du versant. Comment expliquer un tel déphasage entre la déglaciation et la mise en place des mouvements de masses observé à différents endroits du globe ?

Ballantyne (2002) évoque la dégradation progressive de la stabilité des pentes pour expliquer l'inertie des versants vis-à-vis des effets générés par la disparition des glaciers. D'autres auteurs ont également évoqué le rôle potentiel du rebond post-glaciaire pour expliquer le déphasage entre déglaciation et mouvements de masse (Thorarinsson et al., 1959 ; Ballantyne, 1991 ; Ballantyne et al., 2014 ; Mc Coll, 2012 ; Cossart et al., 2014). La nature de cette dégradation progressive de la stabilité des pentes reste cependant à élucider.

4.1.4 Le rôle de l'étalement gravitaire dans la mise en place des mouvements de masse

Dans ce contexte, la question de l'influence potentielle de l'étalement gravitaire dans la mise en place des mouvements de masse représente une piste de recherche intéressante car elle est susceptible d'une part, d'alimen-

ter la réflexion portant sur le déphasage entre déglaciation et les déformations de versant et d'autre part, de contribuer à appréhender la question de l'évaluation des risques associés aux mouvements de masse. Un site qui présente des déformations par étalement gravitaire est-il susceptible d'évoluer en mouvement de masse ?

Le potentiel d'un versant à générer des mouvements de masse à partir de déformations d'origine gravitaire est difficile à évaluer. Nos connaissances autour de cette thématique de recherche sont en effet limitées par plusieurs facteurs. D'une part, l'origine même des déformations que l'on observe sur les versants est sujette à controverse : s'agit-il de déformations d'origine purement gravitaire qui génèrent la formation de nouvelles fractures ou sont-elles principalement d'origine tectonique et s'expriment-elles à la faveur de réactivations de failles préexistantes ? La réponse à ces questions aura un impact sur la compréhension des processus à l'œuvre dans la mise en place des déformations et sur l'évaluation de l'influence respective jouée par des facteurs paraglaciacaires et/ou sismiques dans le déclenchement des mouvements de masse. D'autre part, les mécanismes de rupture et la compréhension des mouvements le long de versants affectés par la dynamique gravitaire sont souvent complexes et s'avèrent difficiles à déterminer avec précision, ce qui altère notre capacité à en évaluer les comportements futurs (Evans et al., 2006).

La question du rôle potentiel des déformations gravitaires dans la mise en place des mouvements de masse représente donc un sujet controversé. Certains auteurs admettent en effet que les déformations gravitaires sont susceptibles de conduire à des glissements de terrain (Evans and Couture, 2002 ; Bigot-Cormier et al., 2005 ; Evans et al., 2006 ; Mège and Bourgeois, 2011 ; Capitani et al., 2013 ; Gourronc et al., 2014). D'autres suggèrent plutôt que la dynamique d'étalement gravitaire est susceptible, dans certain contextes structuraux, d'inhiber le développement des mouvements de masse (Jarman, 2006) et de réduire la probabilité de déclenchement des glissements (Hewitt et al., 2008). Dans sa synthèse consacrée à la géomorphologie paraglaciacaire, Ballantyne

(2002) envisage néanmoins cette possibilité : il évoque, parmi les processus de réajustement paraglaciale de versant, l'hypothèse selon laquelle les mouvements lents et progressifs de déformation gravitaire peuvent évoluer en glissements de terrain. Dans cette perspective, les étalements gravitaires représenteraient un stade transitoire et progressif de dégradation de la stabilité des pentes en contexte de déglaciation qui déboucherait, lorsqu'un seuil de rupture serait atteint, sur le déclenchement des mouvements de masse. Cette hypothèse est intéressante dans la mesure où elle permet d'envisager la dynamique gravitaire comme le chaînon manquant dans la séquence temporelle paraglaciale qui commence avec la déglaciation et qui se poursuit avec le mouvement de masse. Elle permet d'envisager également une piste de réflexion stimulante pour résoudre le problème du déphasage entre la déglaciation et la séquence de mise en place des mouvements de masse.

4.1.5 Les axes de recherche

Dans cette thèse, la question du rôle de la déglaciation dans la mise en place des réajustements de versant se décline donc autour de trois axes de recherche (fig. 2):

(i) la séquence temporelle des réajustements gravitaires. Quel est le temps de réponse des versants par rapport à la déglaciation ? À quel moment intervient la mise en place des processus d'étalements gravitaires le long des versants ? Sont-ils synchrones ou asynchrones par rapport à la séquence de déglaciation ?

(ii) la chronologie de mise en place des mouvements de masse. À quel moment se mettent-ils en place les mouvements de masse ? Sont-ils synchrones ou asynchrones par rapport à la séquence de déglaciation ?

(iii) le rôle des déformations gravitaires dans la mise en place des mouvements de masse. Les datations des séquences de mise en place des mouvements de masse viennent-elles appuyer l'hypothèse d'une dynamique de réajustement des versants selon laquelle l'étalement gravitaire représenterait un état transitoire qui conduirait de la déglaciation à la mise en place des mouvements de masse ? Peut-on caracté-

riser, sur la base d'analyses de surface, les relations entre les processus d'étalement gravitaire et les mouvements de masse sur les versants ? Participent-ils à une chaîne de processus liés par des rapports de causalité dans laquelle le développement des déformations par étalement gravitaire contrôle la mise en place des mouvements de masse ?

4.2 Le rôle des processus paraglaciaux de versant (i.e mouvements de masse et étalements gravitaires) dans le façonnement et l'érosion des reliefs des milieux froids

L'identification des processus à l'œuvre dans la genèse et le développement des formes majeures d'évidement que sont les auges et les cirques est au cœur de controverses qui alimentent des débats depuis la fin du XIX^{ème} siècle (Helland, 1877 ; De Martonne, 1901, 1910-1911 ; Johnson, 1904 ; Penck et Brückner, 1904-1906). Ces débats portent essentiellement sur la nature glaciaire ou non glaciaire des processus à l'œuvre et de leur efficacité dans le façonnement des auges et des cirques. Pour les auges, on s'interroge sur le rôle respectif des processus glaciaires et fluviaux. Pour les cirques, l'enjeu est de déterminer lesquels des processus glaciaires ou périglaciaires sont les plus efficaces. Dans les deux cas, l'influence potentielle des processus de déstabilisation de versants en contexte de déglaciation a été souvent ignorée. Elle est pourtant susceptible de résoudre les difficultés dans laquelle la théorie glaciaire se trouve pour (i) concilier les volumes évidés, les taux d'érosion glaciaires et les durées des glaciations du Quaternaire (Turnbull and Davies, 2006 ; Mercier, 2008) et (ii) expliquer la répartition spatiale des cirques sur la base des seuls processus glaciaires (Turnbull and Davies, 2006 ; Delmas et al., 2014).

4.2.1 Les taux d'érosion glaciaires

Les processus à l'œuvre dans le façonnement des cirques, d'après la théorie glaciaire, ont été synthétisés par Benn et Evans (1998). Initialement, une dépression se formerait sous l'effet de processus de nivation (alternance gel-dégel, météorisation chimique, solifluxion) qui conduiraient, une fois que la dépression a

atteint une taille suffisante pour que la neige qui s'y accumule se transforme en glace, à la formation d'un glacier. L'incision serait ensuite contrôlée par le double effet des processus d'abrasion et de déchaussement qui sont générés par le glissement basal du glacier sur son substrat, tandis que l'élargissement de la dépression opèrerait par recul progressif des parois latérales sous l'effet de processus essentiellement périglaciaires et par infiltration des eaux de fusion le long de la crevasse formée entre la paroi de fond de cirque et le glacier (i.e. la rimaye). Le problème rencontré par ce modèle ne réside pas dans sa formalisation théorique mais plutôt dans sa validation empirique, sur le plan des taux d'érosion qui sont mesurés sur le terrain. Delmas et al. (2009) recensent près de 400 taux d'érosion glaciaire dans la littérature scientifique, variant de 10 à 10 mm/an. Les taux qui excèdent 1 mm/an correspondent à des processus suffisamment efficaces pour expliquer à eux seuls les volumes évidés des auges et des cirques au cours des glaciations du Quaternaire et sont donc, à priori, compatibles avec la théorie glaciaire. Cependant, ces taux élevés sont essentiellement obtenus sur la base de la quantification des transferts sédimentaires réalisés à l'exutoire de bassins versants actuellement englacés et incluent donc à la fois le produit des processus purement glaciaires qui s'exercent à la base des glaciers mais aussi des processus non-glaciaires qui s'exercent sur les parois supra-glaciaires (Delmas et al., 2009). Ils surestiment donc la seule action érosive des glaciers. En partant de ce constat, Turnbull et Davies (2006), dans leur étude consacrée aux cirques des Alpes du sud (Nouvelle-Zélande), concluent que les processus d'érosion glaciaire ne sont pas suffisamment efficaces pour expliquer à eux seuls la formation des cirques et leur volume d'évidement, compte-tenu des durées d'englacement du Quaternaire durant lesquelles ces processus étaient actifs.

4.2.2 La répartition spatiale des cirques

Une autre difficulté liée à la première réside dans la répartition spatiale des cirques. Dans les Pyrénées Orientales, Delmas et al. (2014), observent que les cirques de grande taille sont majoritairement situés en périphérie des sec-

teurs qui ont connu un englacement maximal au cours du Quaternaire. Par, conséquent, ils ont subi des durées d'englacement moins importantes que dans ces secteurs d'englacement maximal et qui présentent pourtant des dissections glaciaires moins importantes. Dans le cas des Alpes du Sud (Nouvelle-Zélande) Turnbull et Davies (2006) font des observations comparables : la région du Fjordland présente une concentration importante de cirques alors qu'elle fut comparativement beaucoup moins englacée que la région voisine du South Westland où les cirques sont beaucoup plus rares. Cette répartition des cirques est paradoxale dans le cadre de la théorie glaciaire des cirques. Dans la mesure où celle-ci se fonde sur le rôle central du glacier et des processus associés dans le façonnement des cirques, ceux-ci devraient majoritairement se situer là où les glaciations furent les plus longues. Comment expliquer cette répartition paradoxale des cirques glaciaires ?

4.2.3 Le rôle des réajustements de versant dans le façonnement des formes d'évidement

Devant les difficultés rencontrées par la théorie glaciaire pour expliquer les formes d'évidement sur la base des taux d'érosion glaciaire et de leur répartition spatiale, il est utile d'intégrer l'action érosive exercée par les instabilités qui affectent les versants en contexte de déglaciation.

Au sujet des cirques, Turnbull et Davies (2006) résolvent le problème posé par les taux d'érosion glaciaire, trop lents selon eux pour expliquer le développement complet des cirques, en proposant une alternative à l'hypothétique travail des processus de nivation. Ils attribuent au mouvement de masse la formation initiale et rapide d'une dépression au sein de laquelle la neige s'accumule et forme un glacier. Dans cette théorie, l'influence du glacier serait secondaire dans la mesure où c'est le mouvement de masse qui générerait la dépression et non le glacier, comme c'est le cas dans la théorie glaciaire. La distribution des cirques n'opèrerait donc pas selon la logique exclusive des dynamiques glaciaires et des durées d'englacement du Quaternaire, elle serait d'abord conditionnée par les paramètres qui

contrôlent la mise en place des mouvements de masse. Sur le plan théorique, ce mécanisme original de formation des cirques est stimulant dans la mesure où il introduit la dynamique gravitaire dans le façonnement de la forme. Cette théorie nécessite néanmoins des preuves tangibles, observable sur le terrain pour pouvoir être étayée.

En Écosse, Ballantyne (2013) alimente également la réflexion portant sur les interactions entre glaciers et mouvements de masse. Il identifie dans les Highlands des dépressions similaires en tous points aux niches d'arrachement des glissements post-glaciaires, à l'exception près qu'elles ne sont rattachées à aucun dépôt de glissement clairement identifiable sur le versant. Selon lui, ces dépressions correspondraient également à des mouvements de masses. Simplement, il suggère qu'ils se seraient mis en place plus tôt au cours de la séquence de déglaciation Tardiglaciaire, ce qui expliquerait l'absence de dépôt dans leur partie distale : ceux-ci auraient été remobilisés et évacués par les glaciers au cours de la séquence ultérieure de réavancée glaciaire du Dryas Récent. Il décrit ainsi un mécanisme de rétroaction positive entre dynamiques glaciaires et mouvements de masse paraglaciaires : la décohésion paraglaciaire favoriserait le déclenchement des glissements dont les dépôts seraient ensuite évacués en cours de la glaciation ultérieure. Ces travaux ont ouvert des pistes de réflexion extrêmement stimulantes pour appréhender la question du rôle des mouvements de masse dans le façonnement des cirques. Ils nécessitent néanmoins des approfondissements importants qui portent notamment sur l'influence des mouvements de masse paraglaciaires sur plusieurs séquences de glaciation-déglaciation, à l'échelle du Quaternaire.

A propos des auges, Leith et al. (2014), proposent de résoudre le problème de l'inadéquation entre les taux d'érosion glaciaire proposés dans la littérature et le volume des auges alpines en intégrant un processus de fracturation du lit rocheux sous l'effet des contraintes qui s'exercent à la base du glacier. Pour ces auteurs, le développement de ces fractures en contexte sous glaciaire faciliterait le travail

du déchaussement et accroîtrait considérablement l'efficacité de l'érosion glaciaire. Même si cette approche ne prend pas en compte la question des déformations générées par la déglaciation, elle fournit néanmoins des pistes de réflexion intéressantes pour envisager le développement d'une boucle de rétroaction positive entre dynamiques glaciaires et déformations de versant. En effet, si le développement des fractures en contexte sous-glaciaire favorise l'efficacité des processus d'érosion glaciaire, il est tout à fait vraisemblable que la fracturation des roches sous l'effet de dynamiques d'étalement gravitaire en contexte de déglaciation facilite également le déchaussement au cours de la séquence de glaciation ultérieure. Cette hypothèse avait d'ailleurs été formulée par Tabor (1971) à propos de l'étalement gravitaire de l'Olympic Mountain en Colombie Britannique. Il émet en effet l'hypothèse selon laquelle le développement des déformations gravitaires et la fracturation intense du substrat qui l'accompagne doivent considérablement faciliter le travail de l'érosion glaciaire et par conséquent l'excavation et l'élargissement de la vallée au cours de la séquence de glaciation ultérieure. Des prolongements importants sont néanmoins nécessaires pour confirmer ou infirmer cette intuition initiale. Jarman (2009), quant à lui, appréhende la question des relations entre processus paraglaciaires et glaciaires dans le façonnement des auges sous l'angle des mouvements de masse. Il quantifie les volumes évidés le long des versants en lien avec les mouvements de masse (i.e. les cicatrices d'arrachement) afin d'en mesurer l'impact dans l'élargissement des auges. L'approche est intéressante dans la mesure où elle représente une tentative originale de quantification de l'impact des mouvements de masse post-glaciaires dans l'élaboration des auges. Elle néglige néanmoins la question du rôle spécifique des déformations par étalement gravitaire dans cette dynamique. De nombreux développements sont donc nécessaires pour appréhender le rôle de l'étalement gravitaire dans le façonnement et l'élargissement des auges glaciaires.

4.2.4 Les axes de recherche

Dans cette thèse, le rôle des réajustements de versant (i.e. étalements gravitaires et mouvements de masse) dans le façonnement des formes majeures d'évidement que sont les cirques et les auges est abordé autour de deux thématiques sous-jacentes qui portent sur :

(i) le rôle des étalements gravitaires dans la genèse et le développement des auges glaciaires. Le développement des dépressions topographiques en lien avec la dynamique d'étalement gravitaire le long des versants peut-elle influencer le développement des glaciers et guider le travail de l'érosion glaciaire au cours des glaciations ultérieures ? La dynamique d'étalement gravitaire peut-elle contribuer à la formation et au développement des auges glaciaires ?

(ii) le rôle des mouvements de masse dans le façonnement des cirques glaciaires. Quel rôle jouent les mouvements de masse en contexte de déglaciation dans l'excavation des cirques ? Est-il possible de le quantifier ? Le développement des dépressions topographiques en lien avec les mouvements de masse le long des versants peut-elle influencer le développement des glaciers et guider le travail de l'érosion glaciaire au cours des glaciations ultérieures ? La dynamique des mouvements de masse peut-elle contribuer à la formation et au développement des cirques glaciaires ?

5 Les objectifs de recherche

Les cinq problématiques de recherche définies autour de ces deux thématiques (i.e. le rôle de la déglaciation dans la mise en place des instabilités de versant et le rôle de ces instabilités dans le façonnement des auges et des cirques) font l'objet de développements approfondis dans le cadre de cette thèse. Les réponses proposées à ces questions correspondent à cinq objectifs de recherche qui peuvent être définis de la manière suivante :

Objectif 1 : Reconstituer la cinématique de mise en place d'un étalement gravitaire en lien avec la séquence de déglaciation du Tardigla-

ciaire.

Objectif 2 : Proposer de nouveaux éléments de datations des mouvements de masses.

Objectif 3 : Caractériser le rôle des déformations gravitaires dans la mise en place des mouvements de masse.

Objectif 4 : Caractériser l'influence des processus de déformation par étalement gravitaire dans le développement des auges.

Objectif 5 : Caractériser et quantifier l'influence des mouvements de masse dans le façonnement des cirques.

L'introduction générale présente le contexte scientifique et épistémologique dans lequel s'inscrit le travail de recherche. Elle présente une description détaillée des problématiques de recherche, des apports, des difficultés rencontrées et des objectifs de recherche proposés dans le cadre de la thèse pour alimenter la réflexion autour de ces problématiques. Le chapitre 1 est consacré à la description détaillée de la région d'étude à différentes échelles spatiales et à la description de la méthodologie mise en place pour répondre aux principaux objectifs de recherche. Le chapitre 2 analyse l'influence des déformations par étalement gravitaire dans le façonnement des auges glaciaires et décrit une cinématique de mise en place d'un étalement gravitaire au cours de la déglaciation du Weichselien Tardif. Le chapitre 3 présente les résultats visant à quantifier l'impact des mouvements de masse dans la formation des cirques glaciaires au cours du Quaternaire. Le chapitre 4 s'intéresse à l'influence de l'étalement gravitaire dans la mise en place des mouvements de masse et décrit également des résultats de datations obtenu pour un mouvement de masse. Ces trois chapitres correspondent aux résultats scientifiques publiés et en révision dans des revues à comité de lecture. Enfin, le chapitre 5 propose une synthèse des principaux résultats scientifiques ainsi que les perspectives de recherche de ce travail de thèse.

INTRODUCTION AU TERRAIN D'ETUDE ET A LA METHODOLOGIE



Vue sur le Skagafjörður et le massif du Tröllaskagi, depuis le plateau du Tindastóli

CHAPITRE 1



CHAPITRE 1

INTRODUCTION AU TERRAIN D'ÉTUDE ET À LA MÉTHODOLOGIE

1 Présentation du terrain d'étude à différentes échelles spatiales et temporelles

Dans ce premier chapitre, nous présentons le contexte volcanique, tectonique et les glaciations à l'échelle de l'Islande. Puis, dans une seconde partie, nous présentons le contexte structural de la région d'étude du Skagafjörður, la séquence de déglaciation du Weichselien Tardif ainsi que les réajustements paraglaciers qui ont affecté les versants suite à cette déglaciation. Enfin, nous décrivons la méthodologie qui a été suivie au cours de cette thèse visant à caractériser ces réajustements et à apprécier leurs impacts vis-à-vis des formes majeurs d'évidement (auges, cirques).

1.1 Contexte islandais

Le relief islandais résulte du jeu des processus qui contribuent à sa formation (i.e les apports magmatiques en lien avec l'activité volcanique), les forces qui génèrent ses déformations (activité sismo-tectonique) et celles qui contribuent à son érosion. On présente donc dans une première partie, le contexte volcanique et tectonique associé à la formation et aux déformations du plateau islandais puis, dans une seconde partie, l'histoire des séquences de glaciation-déglaciation qui ont joué un rôle majeur dans son érosion au cours du Quaternaire.

1.1.1 Contexte volcanique et tectonique

L'Islande est située dans l'Atlantique Nord à la latitude moyenne de 65°N et à la longitude moyenne de 18°O, le long de la dorsale médio-

Atlantique qui sépare les plaques Amérique du Nord et Eurasie.

C'est une île de 103 000 km² qui représente la portion émergée d'un vaste plateau basaltique de forme circulaire d'environ 500 km de diamètre, délimité par des plaines océaniques situées à des profondeurs moyennes de 2000 m (fig. 4). Il est composé à 80-85 % de basalte et de produits magmatiques acides et intermédiaires (Saemundsson, 1979). L'épaisseur de la croûte du plateau islandais est estimée à 30 km (Staples et al., 1997), une épaisseur largement supérieure à celle qui caractérise habituellement les croûtes océaniques générées sur des dorsales lentes (Tapponnier et Francheteau, 1978). Cette anomalie de l'épaisseur crustale traduit un apport magmatique excédentaire par rapport à la vitesse de divergence des plaques (Bourgeois et al., 2005). Cet apport excédentaire est attribué à la présence du point chaud Nord-Atlantique (Vogt, 1974 ; Dauteuil et Bergerat, 2005) dont l'apex est actuellement localisé sous le Vatnajökull, au sud-est de l'île (Wolfe et al., 1997). La formation du plateau basaltique islandais résulte donc de la combinaison de deux processus géodynamiques : la dynamique d'expansion lithosphérique le long de la dorsale médio-Atlantique d'une part et l'activité magmatique en lien avec le point chaud nord-Atlantique d'autre part. La mise en place des grands épanchements basaltiques débute lors de l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord, il y a 56 Ma, le long des côtes est du Groenland et de la côte ouest de l'Écosse alors situées au droit du point chaud Nord-Atlantique (White, 1989). Elle se poursuit ensuite, à la faveur d'une intense activité tectonique et

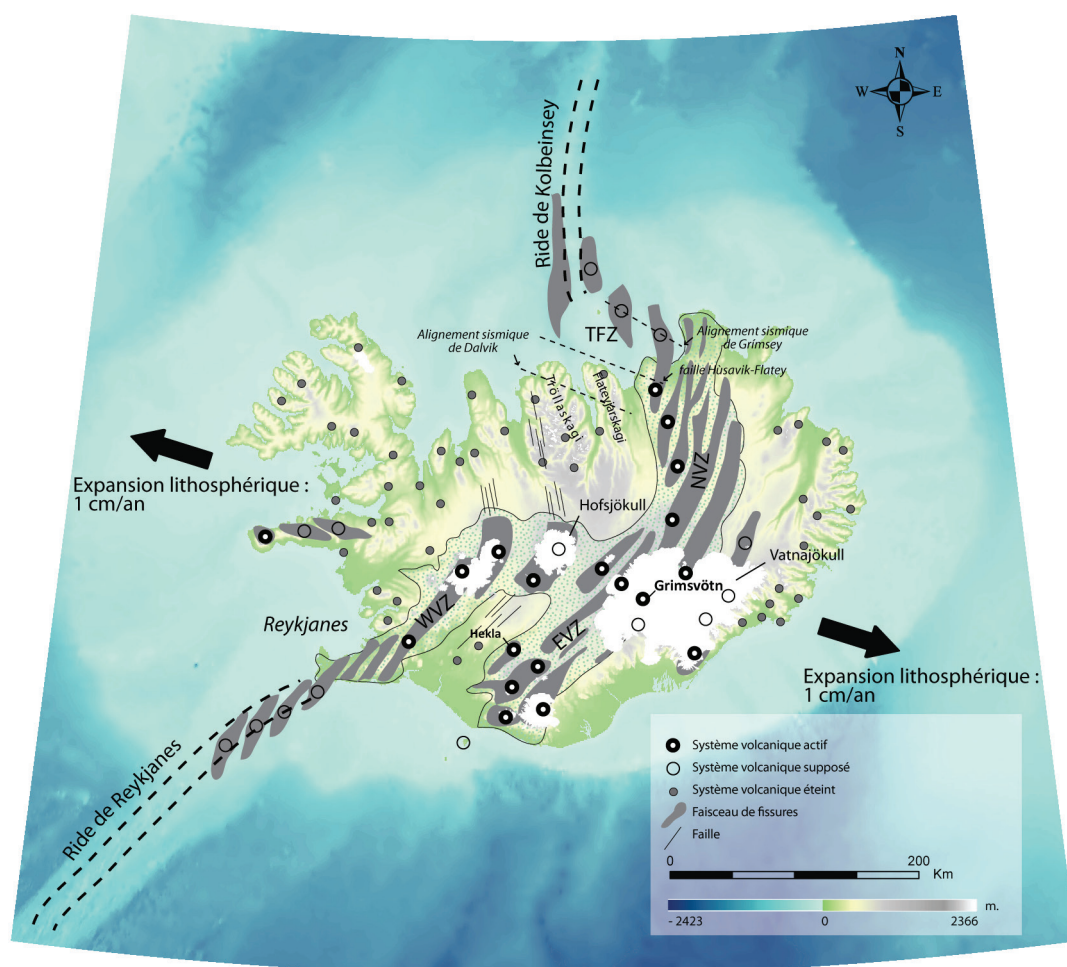


Figure 4 - Carte de localisation des systèmes volcaniques actifs (d'après Bourgeois, 2000, modifiée).

WVZ : Zone Volcanique Ouest, EVZ : Zone Volcanique Est, NVZ : Zone Volcanique Nord, TFZ : Zone de Fracture de Tjörnes.

volcanique, avec la formation du plateau islandais, dont les plus vieilles roches affleurantes ont été datées à 17 Ma et sont situées logiquement aux extrémités ouest et est de l'île (McDougall et al., 1976, 1984).

Les roches les plus récentes (< à 0.8 Ma) sont localisées dans la zone néovolcanique (NVZ) qui couvre approximativement une moitié du territoire islandais le long d'une bande de 100 à 200 km de large et qui s'étire de la péninsule de Reykjanes au sud-ouest jusqu'au nord-est de l'île (Saemundsson, 1979). Elle est caractérisée par une importante activité tectonique et volcanique. La plupart des grands systèmes volcaniques y sont localisés (fig. 4). Ceux-ci s'organisent en faisceaux de fissures composées de failles, de fissures ouvertes et de fissures éruptives, connectés à un volcan central et disposés en-échelon (Saemundsson, 1979). Les déformations tectoniques de la lithosphère dans la zone active s'expriment à la faveur de failles normales plus ou moins perpendicu-

lares ou obliques par rapport à la direction d'extension lithosphérique. Dans la zone de rifting, la vitesse d'extension lithosphérique est estimée à 1 cm/an (DeMets et al., 1990, 1994). Des déformations affectent également des régions situées à l'extérieur de la zone de rifting. C'est le cas de celles décrites par Dauteuils et al. (2005) dans la péninsule de Flateyjarskagi et dont les vitesses de déformation sont comparables à celles observées dans la zone de rifting (2005).

La zone active est généralement assimilée à la partie émergée de la dorsale océanique. Elle est cependant décalée de près de 200 km à l'est par rapport à la ride de Reykjanes au sud et à la ride de Kolbeinsey au nord (fig. 4). Ce décalage est attribué aux interférences générées par la présence du point chaud Nord-Atlantique (Saemundsson, 1979). Au Nord, entre la ride de Kolbeinsey et la NVZ, ce décalage est accommodé dans la zone de fracture de Tjörnes qui est le siège d'une importante ac-

tivité sismique (Einarsson, 1991 ; Stefansson et al., 2008). On retrouve dans les régions en marge de la NVZ des édifices volcaniques plus anciens sous forme de volcans érodés et de faisceaux de dykes qui recoupent les basaltes tertiaires. Leur présence suggère une migration complexe de la zone active d'un système volcanique à un autre au cours de la formation de l'île (Garcia et al., 2003 ; Bourgeois et al., 2005). La présence du point chaud se traduit également par un surépaississement et par un bombement de la croûte qui confèrent au plateau islandais une topographie « en dôme » et dont la partie sommitale, très aplatie, couvre toute la partie centrale de l'île. Les altitudes sont généralement plus basses dans les régions côtières, à l'exception des chaînes montagneuses des péninsules de Tröllaskagi, de Flateyjarskagi et de Vestfirðir. Dans les régions littorales, l'île présente des paysages variés. Ils sont composés de plateformes d'abrasion marine soulevées au cours du rebond post-glaciaire (les strandflats ; Bodéré, 1981 ; Guilcher et al., 1986), de vallées issues de l'érosion glaciaire le long des axes d'écoulement de la calotte glaciaire islandaise et de hauts-plateaux côtiers qui présentent une morphologie alpine en auges et en cirques (Tröllaskagi, Flateyjarskagi et Vestfirðir).

1.1.2 Les glaciations de la fin du Cénozoïque et du Quaternaire

Le développement des calottes glaciaires en relation avec le refroidissement climatique qui marque la fin du Cénozoïque et l'alternance de nombreuses séquences de glaciation et de déglaciation qui jalonnent le Pléistocène ont joué un rôle majeur dans l'édification des formes du relief islandais. Comprendre sa morphologie actuelle nécessite donc de dresser un portrait des glaciations du Quaternaire.

Les analyses isotopiques menées à partir des carottes sédimentaires prélevées dans les fonds marins des mers de Norvège, d'Islande et du Groenland suggèrent une mise en place progressive des calottes glaciaires dans l'Atlantique Nord entre 10 et 5 Ma (Raymo et al., 1989 ; Jansen et Sjøholm, 1991 ; Wolf et Thiede, 1991). Dans l'est de l'Islande, des dépôts d'ori-

gine glaciaire intercalés entre des coulées de lave du Tertiaire ont été datés à 3,8 Ma (Geirsdóttir et Eiríksson, 1994). Ils constituent à ce jour les plus anciens témoignages de glaciation reconnus en Islande. Entre 2,9 et 2,5 Ma, le développement des premières calottes glaciaires est cantonné dans la partie sommitale du plateau islandais, au sud-est de l'île (Geirsdóttir et al., 2007). Une première extension glaciaire vers le nord a été mise en évidence dans la séquence de Tjörnes et daté à 2,5 Ma (Geirsdóttir et Eiríksson, 1994). De nombreuses glaciations ont eu lieu en Islande au cours du Quaternaire (Einarsson et Albertsson, 1988 ; Geirsdóttir et al., 2007). Durant la première partie du Quaternaire, entre 2,5 Ma et la transition du milieu du Pléistocène (1 Ma) l'Islande enregistre environ une douzaine de séquences glaciaires (Geirsdóttir et al., 2007). Les connaissances relatives à l'extension maximale des calottes glaciaires au cours de ces glaciations demeurent extrêmement fragmentaires. Durant la deuxième partie du Quaternaire (entre 1 Ma et l'actuel), l'Islande enregistre 7 glaciations majeures (Geirsdóttir et al., 2007). Au cours de ces glaciations, des calottes glaciaires individualisées se forment d'abord sur les parties sommitales de l'Islande, aujourd'hui occupées par les calottes du Vatnajökull, du Hofsjökull et du Langjökull puis se rejoignent progressivement pour former une calotte unique qui recouvre alors l'essentiel de l'île.

La glaciation du Weichselien correspond à la dernière grande période glaciaire. Elle se met en place à la fin de l'interstade Eémien autour de 115 ka et culmine lors du Dernier Maximum Glaciaire (DMG) autour de 20-18 ka, avant de connaître un retrait extrêmement rapide au cours du Weichselien Tardif. Au cours du DMG, la calotte islandaise atteint probablement le rebord du talus continental (Norðdahl, 1991 ; Andrews et al., 2000 ; Geirsdóttir et al., 2002). La déglaciation du Weichselien Tardif est ensuite extrêmement rapide : en quelques milliers d'années, la glace abandonne le plateau continental (Jennings et al., 2000 ; Ingólfsson et Norðdahl, 2001 ; Geirsdóttir et al., 2009), les littoraux sont déglacés vers 15 ka (Andrews et al., 2000) et connaissent alors une période de transgression marine importante (Rundgren et

al., 1997 ; Norðdahl et Pétursson, 2005). Entre 15 et 10 ka, les glaciers connaissent une succession de réavancées et de reculs à la faveur d'oscillations climatiques importantes (fig. 5 ; Norðdahl et Pétursson, 2005 ; Geirsdóttir et al., 2009).

1.2 Région d'étude

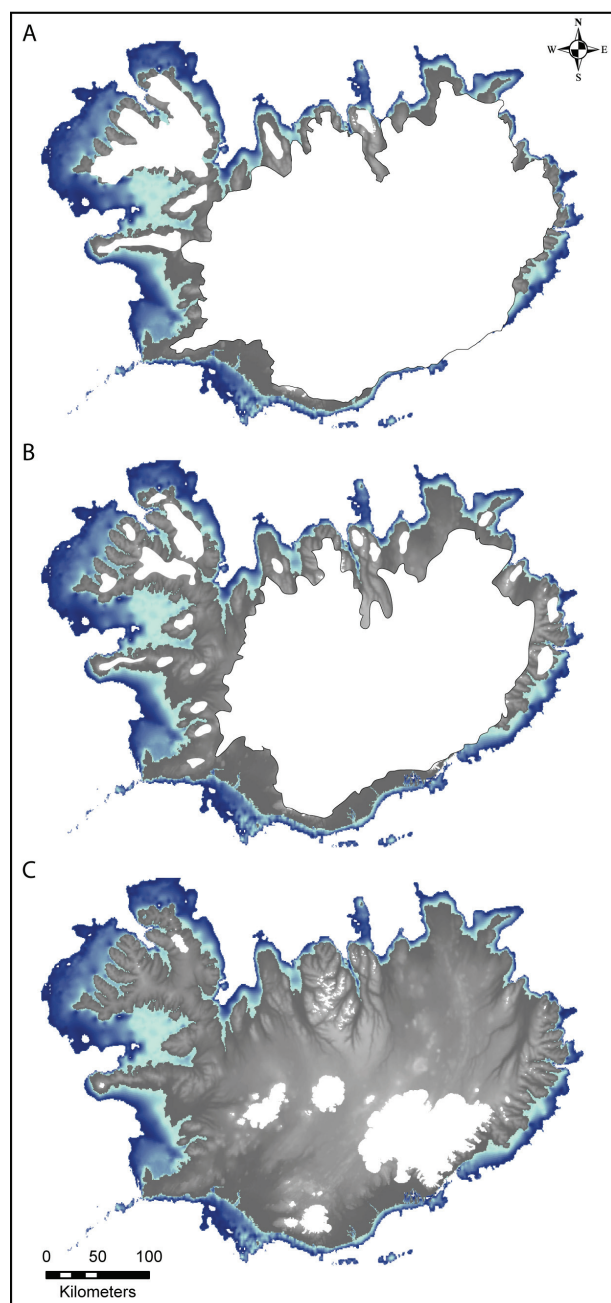


Figure 5 - Reconstitution des extensions glaciaires au cours des épisodes de réavancée du Dryas récent (A) et du Préboréal (B) (d'après Geirsdóttir et al., 2009 ; Norðdahl et Pétursson, 2005) et localisation des glaciers de nos jours (C).

Dans le cadre de cette thèse, on s'est intéressé à la région de Skagafjörður dont le plateau basaltique d'âge tertiaire a été profondément incisé en auges et en cirques au cours des

séquences de glaciation et de déglaciation du Quaternaire (fig. 6). Suite à la déglaciation du Weichselian Tardif, ses versants ont subi des processus de déstabilisation de premier ordre sous la forme de grands glissements de terrain (Jónsson, 1957, 1976 ; Whalley et al., 1983). Les investigations qui ont été menées dans le cadre de cette thèse nous ont également permis d'identifier des processus de déformation par étalement gravitaire. Ces déformations qui affectent les versants en contexte de déglaciation ont été observées dans de nombreuses chaînes de montagne à travers le monde (Beck, 1968 ; Bovis, 1982 ; Savage and Varnes, 1987 ; Chigira, 1992 ; Ballantyne, 2002 ; Jarman, 2006 ; McColl, 2012 ; Crosta et al., 2013 ; Jaboyedoff et al., 2013). A notre connaissance, de telles déformations n'avaient, jusqu'à ce jour, jamais été décrites dans la région du Skagafjörður, ni ailleurs en Islande. La région constitue donc un terrain d'étude favorable pour caractériser les instabilités de versant en contexte de déglaciation et pour analyser l'influence de ces dynamiques paraglaciaires sur le façonnement des auges et des cirques.

1.2.1 Physiographie

La région d'étude est localisée dans le centre-nord de l'Islande. Elle s'étend sur un périmètre d'environ 6400 km² qui est compris entre les latitudes de 65°28'N et de 66°11'N et entre les longitudes de 18°15'O et de 20°17'O (fig. 6). Elle couvre ainsi les péninsules de Tröllaskagi à l'Est et de Skagi à l'Ouest, situées de part et d'autre de Skagafjörður, un des principaux fjords du nord de l'Islande. Le terrain d'étude est limité à l'ouest de la péninsule de Skagi par la baie d'Húnaflói et à l'est de la péninsule de Tröllaskagi, par Eyjafjörður.

La péninsule de Skagi est composée dans sa partie nord d'une plaine littorale dont les altitudes sont inférieures à 100 m et dans sa partie sud, d'un plateau basaltique disséqué par des vallées glaciaires d'orientation NO-SE à N-S. Les altitudes sommitales de ce plateau sont généralement comprises entre 400 et 600 m et culminent localement à 1000 m sur le massif de Tindastóll (fig 6 – 2). La chaîne montagneuse de Tröllaskagi, qui s'étend dans la pé-

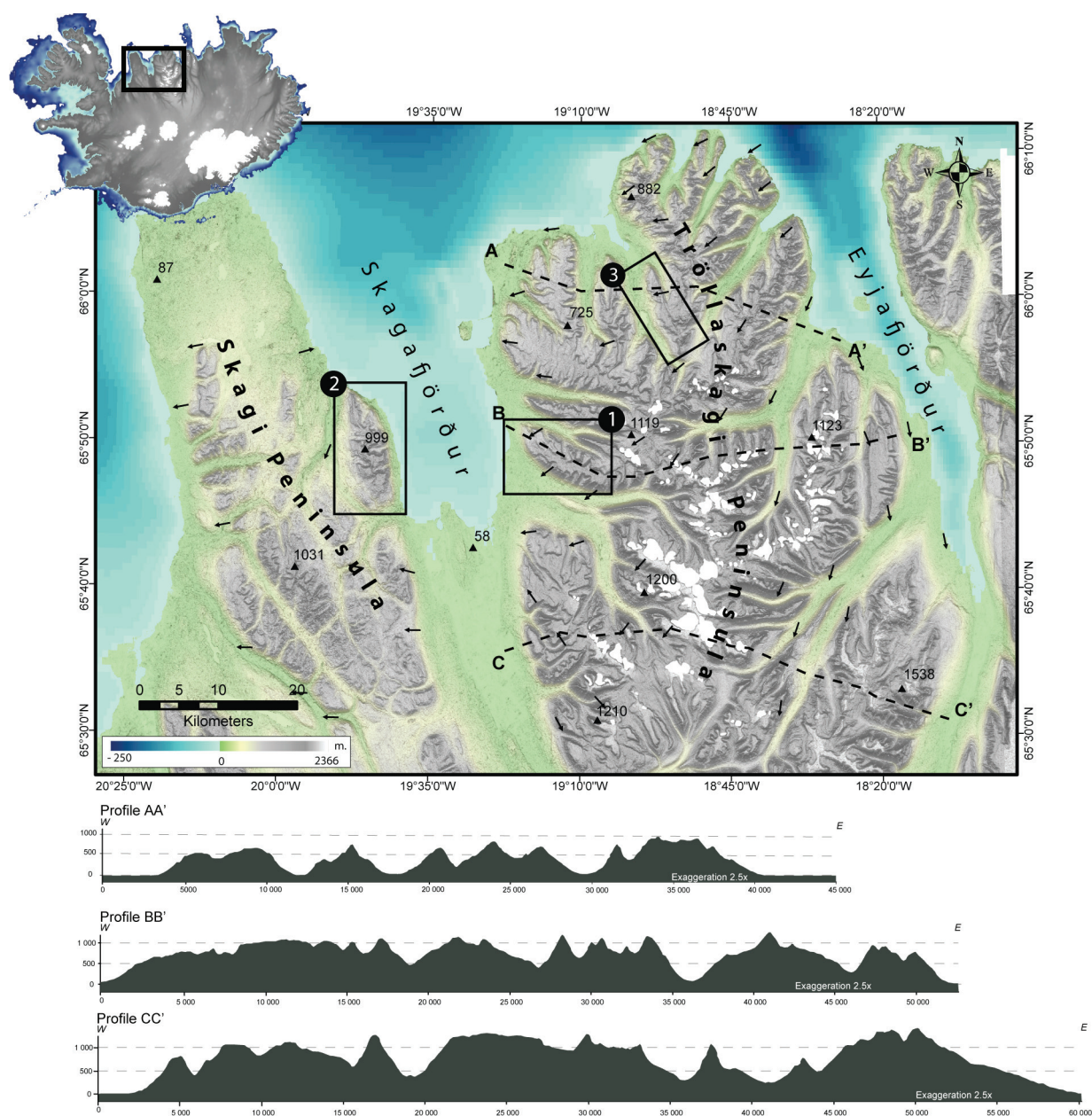


Figure 6 - Carte de localisation des trois secteurs d'étude (1-3), des pendages (d'après Jóhannesson et Sæmundsson, 2009) et profils d'altitude transversaux réalisés le long du massif du Tröllaskagi (AA'-CC'). *Noter que l'élévation du plateau décroît vers le nord de la péninsule.*

ninsule du même nom, présente des altitudes relativement élevées dans sa partie sud, généralement comprises entre 1000 et 1200 m, et culmine localement à 1538 m au Sud-Est. Elle présente ainsi des reliefs anormalement élevés par rapport à la répartition générale des points hauts en Islande, plutôt localisés dans la partie interne de l'île. Une série de sommets est localisée le long d'une crête d'orientation N-S qui divise approximativement la chaîne de Tröllaskagi en deux sous-ensembles. La dissection du massif s'organise à partir de cette chaîne centrale selon un réseau de vallées en auge dirigées vers Skagafjörður selon une orientation dominante NO-SE (flanc ouest de Tröllaskagi)

et vers Eyjafjörður selon une orientation NE-SO (flanc est de Tröllaskagi). Les altitudes sommitales des plateaux diminuent progressivement vers le nord de la péninsule où elles sont majoritairement comprises entre 600 et 800 m.

1.2.2 Nature du substrat

Le substrat rocheux de la région est, pour l'essentiel, formé de coulées de lave basaltique qui se sont mises en place au cours du Tertiaire (entre 12 et 3,3 Ma; Saemundsson et al., 1980). Des horizons friables d'épaisseur décimétrique à métrique sont intercalés dans la pile de lave (fig. 7, photo 1 et 2). Certains de ces horizons

sont des niveaux sédimentaires alors que d'autres résultent de différents processus d'altération (météorisation, palagonitisation) des coulées de lave (Roaldset, 1983). Ces niveaux friables représentent des zones de faiblesse au sein de la pile de lave et sont susceptibles de fournir des plans de détachement potentiels pour les mouvements de masse (Mercier et al., 2013 ; Jónsson, 1957).

Dans la péninsule de Tröllaskagi, les penchages des coulées basaltiques sont généralement compris entre 6° et 14°, à l'exception de l'extrémité nord de la péninsule où les penchages sont plus importants (entre 10 et 36° ; Långbacka et Guðmundsson, 1995). Sur la partie nord de la péninsule de Tröllaskagi et sur son flanc ouest, les coulées pendent généralement en direction de l'OSO et de l'Ouest. Au sud de la péninsule, les bancs de basaltes pendent plutôt en direction du SSO. Sur la péninsule de Skagi, les coulées pendent vers l'Ouest (fig. 6).

Les structures qui affectent la pile de basalte sont essentiellement des failles normales et des dykes (fig. 7, photos 3 et 4). Deux faisceaux de dykes sont localisés dans l'extrémité nord de la Péninsule de Tröllaskagi (fig. 7, photo 4). Ils correspondent à des failles normales dont l'orientation NNE est compatible avec la direction d'extension lithosphérique (Långbacka et Guðmundsson, 1995). Plus au sud, le flanc ouest de Tröllaskagi présente un nombre important de failles normales (Jóhannesson et Sæmundsson, 2009). Elles sont localisées dans le prolongement du faisceau de failles de Hofsjökull, situé 60 km plus au sud, ce qui suggère qu'elles ont une origine tectonique commune (Bourgeois, 2000). D'anciens édifices volcaniques composés de roches acides (rhyolithes) sont également intercalés dans la pile de basalte tertiaire. Ils sont essentiellement composés de plutons, interprétés comme étant d'anciennes chambres magmatiques et sont associés à des dykes qui s'injectent le long des failles (fig. 7, photo 5). Ces structures magmatiques profondes ont été dégagées lors du creusement des vallées au cours du Quaternaire. Plusieurs dykes localisés de part et d'autre de la vallée de Skagafjörður ont été datés entre 7.2 et 2.8

Ma (Garcia et al., 2003). Ces dykes se sont injectés dans des basaltes dont l'âge est estimé à 9 – 9.5 Ma (Saemundsson et al., 1980). Garcia et al. (2003), suggèrent que la mise en place de ces dykes correspond à une période où Skagafjörður était occupé par un paléo-rift, entre 9 et 3 Ma. Afin d'accommoder la migration de la dorsale vers le NE (Lawver et Müller, 1994), l'activité volcanique et tectonique aurait ensuite cessé dans le rift de Skagafjörður et aurait migré vers la NVZ. Les déformations majeures de la pile de basalte dans la région d'étude sont donc à mettre en relation avec cette période d'intense activité volcanique et tectonique, lorsque le rift de Skagafjörður était actif.

1.2.3 Activité sismo-tectonique actuelle

Actuellement, l'activité sismique majeure en Islande du nord est cantonnée aux deux alignements sismiques de Grímsey et de la faille d'Húsavik-Flatey qui marquent la zone de fracture de Tjörnes (fig. 4 ; Rögnvaldsson et al., 1998). Cette zone a connu des séismes de forte magnitude (Einarsson, 1991). Elle connaît actuellement un regain significatif d'activité caractérisé par de nombreux séismes de faible magnitude. Au sud de cette zone, les séismes sont rares et généralement de faible magnitude (< à 3). L'alignement sismique de Dalvík, qui traverse l'extrémité nord de la péninsule de Tröllaskagi ne présente aucun signe d'activité sismique récente (Dauteuil et al., 2005). L'activité sismique actuelle dans la région d'étude est donc rare et limitée à des événements de faible magnitude. Il est peu probable que ces secousses sismiques soient suffisamment importantes pour déclencher des mouvements de masse. Dans la péninsule voisine de Flateyjarskagi, Dauteuil et al. (2005) ont mis en évidence, sur la base de niveaux lacustres basculés, une flexure post-glaciaire du substrat impliquant un déplacement vertical de 160 m et une vitesse de déformation d'1 cm/an. Ils suggèrent que ces déformations sont à mettre en lien avec des injections locales de magma. Ces déformations post-glaciaires soulignent également le fait que les plateaux basaltiques qui sont situés en-dehors de la zone active peuvent également subir des déformations importantes sans lien apparent avec le rifting. Ces déforma-

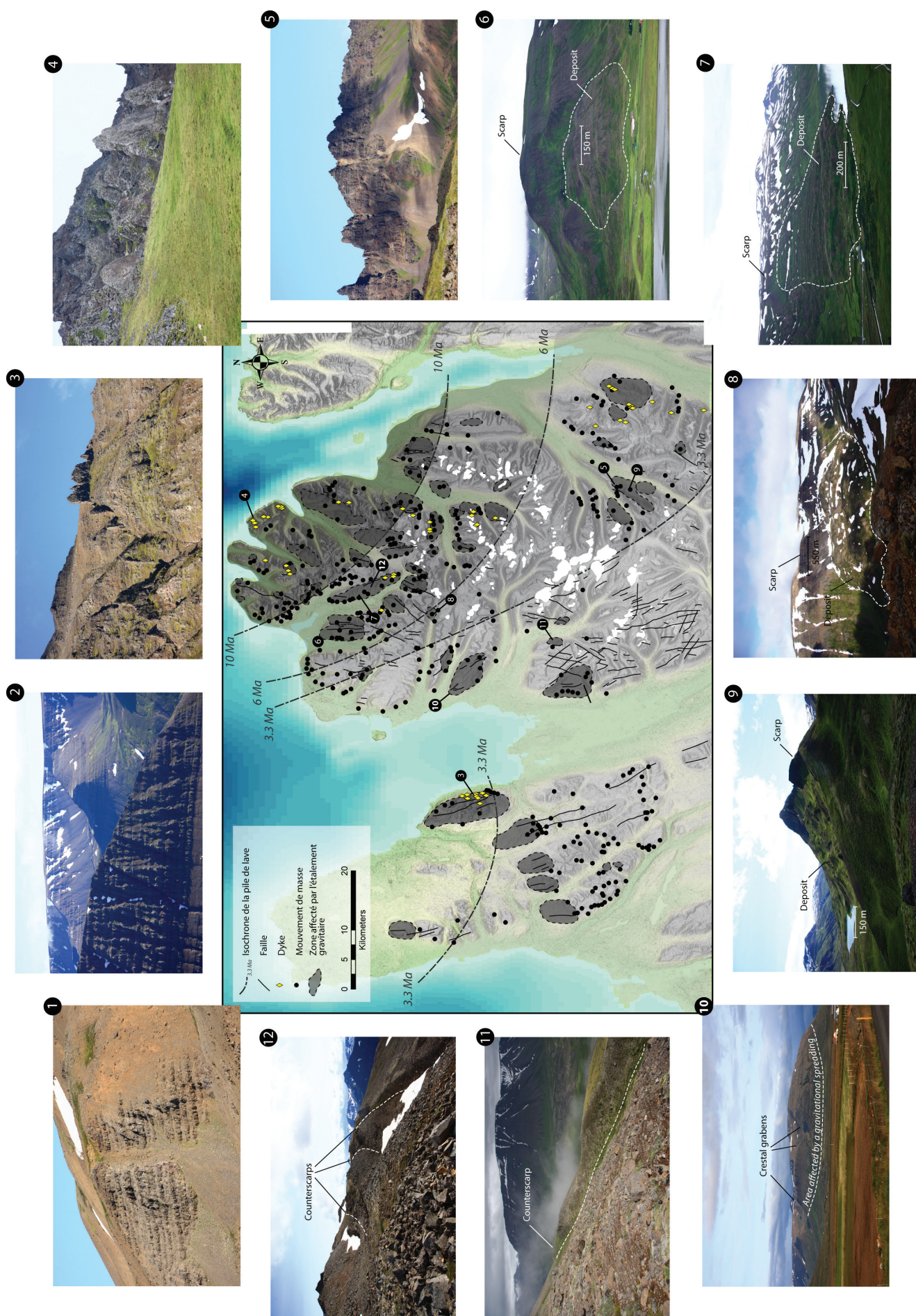


Figure 7 - Carte présentant la structure de la pile de basalte (d'après Jóhannesson et Sæmundsson, 2009 et d'après nos observations), de l'âge des roches (d'après Jóhannesson et Sæmundsson, 2009) et des instabilités paraplacariques de versant : étalements gravitaires (d'après nos observations) et mouvements de masses (d'après Pétursson et Sæmundsson, 2008 ; Feuillet et al., 2014 et d'après nos observations). Pile de basalte (photos 1 et 2). Noter la présence de bancs d'altération intercalés entre les bancs de lave. Présence de dykes injectés dans la pile de basalte (photos 3, 4 et 5). Glissement rotatif en nez de crête (photo 6). Avalanche rocheuse de Stífluhólar (photo 7). Noter la présence d'un lac d'oburation à l'amont du dépôt de glissement. Versants affectés par des mouvements de masse (photos 8 et 9). Versants affectés par des déformations par étalement gravitaire ; sous la forme de fossés d'effondrement sommitaux (photo10) et d'escarpements à regard amont alignés sur les courbes de niveau (photos 11 et 12).

tions n'ont cependant pas été observées dans notre région d'étude.

1.2.4 La déglaciation du Weichselien tardif

La configuration (épaisseur, extension latérale) de la calotte glaciaire islandaise au cours du DMG (21-18 ka) est sujette à controverse. Dans le scénario d'englacement maximal, la calotte glaciaire islandaise recouvre au cours du DMG la totalité des terres émergées, y compris les reliefs littoraux de Tröllaskagi (Andrews et al., 2000 ; Norðdahl et Pétursson, 2005 ; Geirsdóttir et al., 2009). Dans le scénario de moindre englacement, la péninsule de Tröllaskagi n'est que partiellement recouverte de glace et dispose d'édifices glaciaires qui ne sont pas coalescents avec la calotte glaciaire qui recouvre le plateau central de l'île (Ingólfsson, 1991 ; Norðdahl, 1991 ; Rundgren et Ingólfsson, 1999 ; Bourgeois et al., 2000 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2007). Dans cette configuration d'englacement, les émissaires glaciaires de la calotte centrale sont canalisés le long des fjords Skagafjörður et Eyjafjörður tandis que les calottes secondaires de Tröllaskagi sont drainées par des glaciers de vallées qui se rejoignent ensuite dans les fjords.

Après le DMG, qui correspond à l'extension maximale de la calotte glaciaire islandaise, celle-ci connaît une déglaciation extrêmement rapide et brutale au cours de la déglaciation du Weichselien Tardif. En mer, les datations réalisées dans les dépôts sédimentaires post-glaciaires indiquent que la déglaciation complète de la plateforme est réalisée entre 18 et 14 ka (Andrews et al., 2000 ; Jennings et al., 2000 ; Eiríksson et al., 2000). À l'échelle mondiale, la fonte massive des grandes calottes de glaces au cours du Tardiglaciaire se traduit par une remontée importante du niveau marin (Carlson et Clark, 2012). Sur terre, la déglaciation du littoral s'accompagne ainsi d'un stade initial de transgression marine. Les dépôts associés à cette transgression marine – plages soulevées et terrasses marines – ont été identifiés un peu partout autour de l'Islande, à des altitudes comprises entre 60 et 150 m au-dessus du niveau marin actuel (Norðdahl et Pétursson, 2005 ; Le Breton et al., 2010). Ce sont les pre-

miers marqueurs sédimentaires de la déglaciation du littoral. Les datations de coquillages prélevés dans ces dépôts marins exondés donnent un calage chronologique de la déglaciation du littoral autour de 14,6 ka et confirment la rapidité de la déglaciation du Weichselien Tardif (Ingólfsson et Norðdahl, 1994 ; Norðdahl et Pétursson, 2005). Dans la région de Skagafjörður, la déglaciation initiale du littoral n'est pas datée. À l'extrémité nord de la péninsule de Skagi, Rundgren et al. (1997) identifient trois générations de terrasses marines dont les plus hautes sont situées à 65 m au-dessus du niveau marin actuel. Sur la base de corrélations avec des datations obtenues sur des terrasses marines situées à des altitudes équivalentes ailleurs en Islande, ils suggèrent qu'elles se sont probablement mises en place autour de 14 ka.

Alors que la déglaciation se poursuit au cours de l'interstade du Bölling, les littoraux islandais enregistrent une période de régression marine importante (Rundgren et al., 1997 ; Norðdahl et Pétursson, 2005). La diminution du niveau marin relatif, qui est à imputer au rebond glacio-isostatique, est interrompue à deux reprises par des épisodes de niveaux marins stables ou en légère hausse, en lien avec les deux séquences du Dryas Récent et du Préboréal (Norðdahl et Pétursson, 2005). De nombreuses réavancées glaciaires ont été documentées en Islande au cours de ces deux périodes (Ingólfsson et Norðdahl, 1994 ; Geirsdóttir et al., 2009). Dans Eyjafjörður, ces réavancées sont documentées dans le fjord et le long des vallées adjacentes sur la base de dépôts morainiques interprétés comme d'anciens lobes frontaux de glaciers (Norðdahl, 1991). Les reconstitutions des paléo-englacements au cours de ces deux périodes indiquent que le fjord Skagafjörður a été partiellement réoccupé par un glacier à terminaison marine et qu'une partie importante des grandes vallées adjacentes Hjaltdalur, Kolbeinsdalur et Deildardalur, localisées sur le flanc ouest de Tröllaskagi, ont également été réoccupées par des glaciers de vallées (fig. 5). À notre connaissance, aucune datation des dépôts glaciaires observés dans ces vallées ne permet cependant de confirmer que ces dépôts se sont mis en place au cours de ces

épisodes de réavancées glaciaire (fig. 8). Les dépôts morainiques observés le long du fjord Skagafjörður et le long des vallées adjacentes ne présentent pas non plus la morphologie arquée caractéristique des lobes frontaux abandonnés par les glaciers à la suite de leur recul. La configuration des dépôts, l'orientation des structures fluvio-glaciaires (eskers et chenaux d'incision des eaux de fonte) ainsi que l'altitude relativement élevée des terrasses morainiques latérales observées dans la vallée du Deildardalur (env. 300 m) semblent plutôt indiquer une mise en place au cours de la sé-

quence de déglaciation du Weichselien tardif, entre 18 et 14 ka (Coquin et al., 2015). La téphra Saksunarvatn datée à 10.2 ka (Grönvold et al., 1995) qui a été observée dans plusieurs sites de la région d'étude (Guðbergsson, 1975 ; Jónsson, 2005), indique que la séquence de déglaciation du fjord Skagafjörður et des vallées adjacentes était achevée à cette date.

1.2.5 Les réajustements paraglaciers

Dans le cadre de cette thèse, nous avons recensé sur la base de photo-interprétations, d'analyses de surface réalisées à partir de données altimétriques (MNTs) et d'investigations réalisées sur le terrain, deux types d'instabilités de versant : les déformations par étalement gravitaire et les mouvements de masse.

Ces derniers ont été décrits depuis plusieurs dizaines d'années et ont fait l'objet de nombreux inventaires cartographiques (Jónsson, 1957, 1976 ; Whalley et al., 1983 ; Pétursson et Sæmundsson, 2008 ; Mercier et al., 2013 ; Cossart et al., 2014 ; Feuillet et al., 2014). Ces inventaires ont été mis à jour dans le cadre de cette thèse par une analyse approfondie des versants par photo-interprétation réalisée sur la base d'orthophotos et d'images satellitales à haute résolution spatiale. Ces analyses ont permis de recenser 401 mouvements de masse au sein de la région d'étude. La grande majorité d'entre eux est composée de glissements translationnels ou rotationnels peu profonds. Leurs dépôts sont généralement bien préservés et sont essentiellement confinés sur la partie basse des versants, au contact avec la zone d'arrachement. Quelques glissements présentent cependant des dépôts de forme très allongée sur des

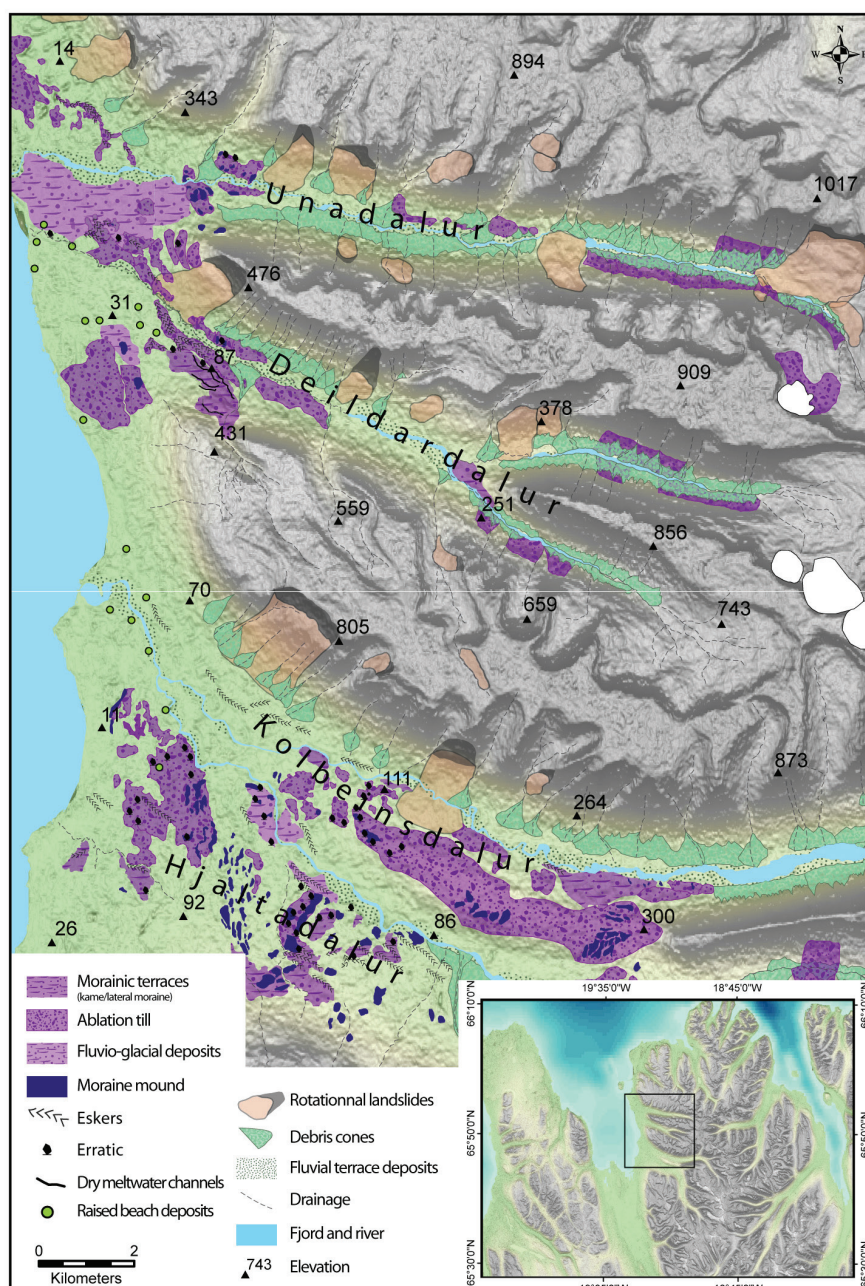


Figure 8 - Carte de localisation des dépôts glaciaires et des mouvements de masse identifiés dans les vallées situées sur le flanc ouest du Tröllaskagi. Les dépôts glaciaires de la vallée du Deildardalur sont interprétés comme des dépôts mis en place au cours de la déglaciation du Weichselien Tardif.

distances de parcours importantes, susceptible de perturber l'écoulement hydrographique de fond de vallée. Leur mise en place est liée à des mouvements extrêmement rapides sous forme d'avalanches rocheuses (Mercier et al., 2013 ; Coquin et al., soumis). Les analyses spatiales réalisées par Cossart et al. (2014) et par Feuillet et al. (2014) révèlent qu'ils sont inégalement répartis dans la région d'étude. La plus grande concentration de glissements est observée sur le flanc nord-ouest de la péninsule de Tröllaskagi et affecte des roches dont l'âge est supérieur à 6 Ma (fig. 7, photos 6, 7 et 8). De nombreux glissements sont également localisés au sud-est de la péninsule et affectent les versants composés de roches acides d'un complexe volcanique observé dans la vallée d'Öxnadalur (fig. 7, photo 9). Ils sont beaucoup plus rares et dispersés dans les basaltes d'âge plus récent (6 - 3,3 Ma) du flanc-ouest du massif et quasi-absent à l'amont des grandes vallées en auge de la partie centrale de la péninsule. Dans la péninsule de Skagi, la répartition des mouvements de masse est également très contrastée. Une concentration importante de glissements affecte les basaltes tertiaires (6 - 3,3 Ma) des massifs localisés sur le flanc ouest ainsi que la partie nord du massif de Tindastóll. Ils sont plus rares sur les autres versants de la péninsule. La préservation de la plupart de leurs dépôts suggère une origine post-glaciaire des glissements (Jónsson, 1957, 1976 ; Whalley et al., 1983), corroborée par des travaux récents de datation menés sur les glissements de Höfðahólar et de Vatn qui indiquent une mise en place au cours de la transition Pléistocène-Holocène (Mercier et al., 2013 ; Decaulne et al., accepté).

Dans le cadre de cette thèse, les déformations par étalement gravitaire ont été identifiées et cartographiées en combinant les analyses par photo-interprétation aux analyses de surface menées sur les MNTs (coupes transversales réalisées le long des versants). Ces analyses ont permis de recenser 54 zones affectées par ces déformations (fig. 7, photos 10, 11 et 12), principalement localisées dans la partie nord de la péninsule de Tröllaskagi, en étroite association dans ce secteur avec les mouvements de masse (fig. 7, photo 12).

1.2.6 Une sélection de 3 secteurs d'investigation

Dans le cadre de cette thèse, trois secteurs d'étude ont fait l'objet d'investigations poussées pour répondre aux problématiques de recherche (fig. 6) : (i) sur le flanc ouest de Tröllaskagi, le massif de Hnjúkar et la vallée de Deildardalur (65°49 N, 19°14 O), (ii) sur le versant oriental de la péninsule de Skagi, le massif de Tindastóll (65°48 N, 19°44 O) et (iii) au nord de la péninsule de Tröllaskagi dans le secteur du lac Stífluvatn, le versant ouest de la crête Holtshyrna (65°59 N, 18°58 O).

(i) Le massif du Hnjúkar présente un ensemble de failles orientées principalement NO-SE et parallèles à l'axe des vallées adjacentes, ce qui est caractéristique des déformations par étalement gravitaire. La vallée de Deildardalur, qui longe le versant nord du massif, présente une série de dépôts sédimentaires remarquablement bien préservés qui semblent liés à la déglaciation du Weichselien Tardif. Dans la partie nord-ouest du massif, les déformations gravitaires sont en contact direct avec ces dépôts qui couvrent toute la partie inférieure du versant. Cette association entre les déformations gravitaires et les dépôts liés à la déglaciation permet de reconstituer la cinématique de mise en place de l'étalement gravitaire en lien avec la séquence de déglaciation du Weichselien Tardif (objectif 1). Le massif présente également une série d'auges secondaires caractérisées par des orientations similaires aux déformations gravitaires et qui sont situées dans le prolongement de celles-ci. Il représente à ce titre un terrain de recherche approprié pour caractériser l'influence des processus de déformation par étalement gravitaire dans le développement des auges glaciaires (objectif 4).

(ii) Les surfaces topographiques qui constituent le massif de Tindastóll sont situées entre 800 et 1000 m d'altitude et représentent des surfaces pré-quaternaires. Cette paléo-surface a été partiellement démantelée et découpée par le développement de cirques à la faveur des séquences de glaciation-déglaciation du Quaternaire. Le massif de Tindastóll présente par ailleurs de nombreux mouvements de masse

post-glaciaires qui affectent les grands versants est et ouest ainsi que les parois secondaires incisées par les cirques au cours du Pléistocène. Les mouvements de masse représentent ainsi des processus érosifs qui participent à l'exca-
vation des cirques. Le massif de Tindastóll est donc un terrain privilégié pour quantifier les volumes d'évidement quaternaire ainsi que la contribution des mouvements de masse dans le façonnement des cirques (objectif 5).

(iii) Le versant ouest de la crête Holtshyrna a été profondément affecté par les dynamiques de réajustement paraglaciale. La partie supérieure du versant présente en effet de nombreux escarpements à regard amont et aval, caractéristiques des déformations par étalement gravitaire. La partie inférieure du versant est affectée par de nombreux mouvements de masse, dont le glissement remarquable de Stífluhólar, un des plus grands glissements de la région d'étude. Le dépôt de glissement de Stífluhólar couvre toute la partie inférieure du versant jusqu'au fond de la vallée de Fljótaá, sur une longueur de 3,2 km. Il est responsable de la formation, en amont du dépôt, du lac Stífluvatn. Il présente de nombreuses rides transversales, derrières lesquelles se sont mises en place des tourbières qui ont piégé les sédiments post-glissement. Ces tourbières constituent des sites favorables à la recherche d'éléments datables – téphras, débris végétaux – en vue de proposer de nouveaux jalons chronologiques dans la mise en place des mouvements de masse dans la région de Skagafjörður (objectif 2). Les cicatrices d'arrachement de nombreux glissements qui affectent le versant de la crête Holtshyrna s'inscrivent dans une zone caractérisée par de nombreuses déformations gravitaires. Ils constituent ainsi des sites privilégiés pour étudier le rôle des déformations gravitaires dans la mise en place des mouvements de masse (objectif 3).

2 Présentation de la méthodologie

Les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse se sont déroulés selon 4 grandes étapes (fig. 9) : (i) implémentation des référentiels d'information géographique (imagerie satellitaire et aérienne, Modèles Numériques de Terrain (MNT), cartes topographiques...) au sein d'un Système d'Information Géographique (SIG), (ii) analyses et photo-interprétation sur la base de ces référentiels pour identifier et cartographier les formes du paysage, (iii) traitements et analyses spatiales sur les MNTs et (iv) investigations sur le terrain (analyses morphologiques et sédimentologiques de surface et datations).

(i) Les référentiels d'information géographique incluent : les orthophotos couleurs à haute résolution spatiale (ja.is, skipulag.is), l'imagerie satellitaire (Google Earth), le MNT ASTER (METI et NASA) de basse résolution spatiale – 30x30 m – qui couvre l'ensemble de la région d'étude, les MNTs issus des données LiDAR à haute résolution spatiale -1x1 m – localisés sur les secteurs clés du massif de Hnjúkar et de Tindastóll, les cartes topographiques d'Islande au 1/100 000 (Mál og Menning) et la carte tectonique d'Islande au 1/600 000 (Jóhannesson et Saemundsson, 2009) numérisées et géoréférencées.

(ii) L'exploitation de ces référentiels nous a ensuite permis d'identifier et de cartographier les instabilités le long des versants (déformations par étalement gravitaire et mouvements de masse), les formes majeures d'érosion (cirques et auges glaciaires) et les dépôts associés à la déglaciation du Weichselien Tardif. Ces données ont été intégrées dans le SIG et valorisées, sur les trois sites étudiés, sous la forme de cartes géomorphologiques réalisées à une échelle de 1/5000.

(iii) Les MNTs ont été exploités pour réaliser les profils topographiques transversaux, dériver les pentes, extraire les courbes de niveau, reconstituer les paléo-reliefs et calculer les volumes d'évidement. Couplée à la photo-in-

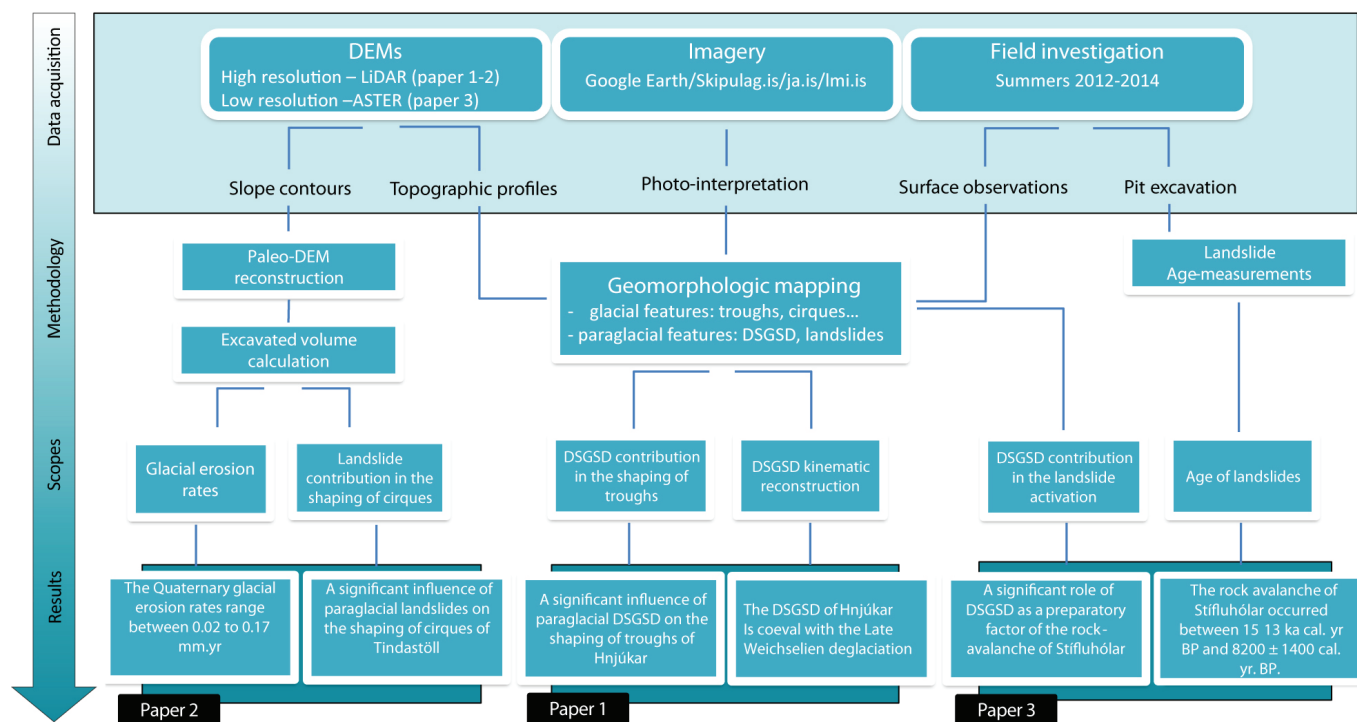


Figure 9 - Schéma de synthèse présentant les objectifs de recherche, la méthodologie et les données utilisées ainsi que les principaux résultats obtenus. Ces résultats ont été publiés ou sont en révision dans des revues à comité de lecture : papier 1, publié en 2015 dans *Quaternary Science Reviews* ; papier 2, soumis et accepté dans *Geomorphology* ; et papier 3, soumis à *Géomorphologie : Reliefs, Processus et Environnement*.

interprétation sur les orthophotos, l'analyse des profils topographiques transversaux a permis d'identifier les versants qui ont subi des déformations gravitaires. Les profils réalisés sur les données LiDAR ont également permis de caractériser avec précision les déformations gravitaires. Les traitements réalisés sur les données LiDAR nous ont enfin permis de caractériser l'influence des déformations gravitaires dans le façonnement des auges glaciaire sur le massif de Hnjúkar (objectif 4) et de quantifier les volumes d'évidement des cirques et des niches d'arrachement des mouvements de masse (objectif 5).

(iv) Enfin, les investigations sur le terrain ont été menées au cours des étés 2012 à 2014 sur les trois secteurs d'étude. Sur le secteur de Hnjúkar (étés 2012 et 2013), les analyses de surface nous ont permis de reconstituer la cinématique de mise en place de l'étalement gravitaire (objectif 1). Sur le secteur de Holtshyrna (été 2014), de nombreuses fosses ont été creusées dans les dépôts et tourbières de l'avalanche rocheuse de Stifluhólar à la recherche d'éléments à dater (téphras, macro-restes ligneux). Dans le prolongement de travaux de datation réalisés précédemment sur d'autres glissements (Mercier et al., 2013 ; Decaulne et

al., accepté), ces investigations nous ont permis de proposer de nouveaux jalons chronologiques pour la mise en place des mouvements de masse dans la région de Skagafjörður (objectif 2). Les observations de surface et la cartographie détaillée des mouvements de masse et des déformations gravitaires réalisées sur l'ensemble du massif nous ont également permis d'étudier l'influence de ces déformations dans le déclenchement des glissements de terrain (objectif 3).

65°56'00" North

19°40'00" West

GRAVITATIONAL SPREADING OF MOUNTAIN RIDGE COEVAL WITH LATE WEICHSELIAN DEGLACIATION: IMPACT ON GLACIAL LANDSCAPES IN TROLLASKAGI, NORTHERN ICELAND



Vue sur le massif du Óslandshlíðarfjöll et du Hnjúkar

CHAPITRE 2



CHAPITRE 2

Article publié dans *Quaternary Science Reviews***Article history:**

Received 11 March 2014
 Received in revised form
 21 October 2014
 Accepted 24 October 2014
 Available online 18 November
 2014

Julien Coquin [a, f, g, *](#), Denis Mercier [a, b, f, g](#), Olivier Bourgeois [c, f](#), Etienne Cossart [d, g](#),
 Armelle Decaulne [e, f, g](#)

^a Université de Nantes, CNRS Laboratoire LETG-Nantes-Géolittomer UMR 6554, France

^b Institut Universitaire de France, France

^c Université de Nantes, CNRS, UMR 6112, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes, France

^d Université Paris 1-Panthéon-Sorbonne, Laboratoire PRODIG, UMR 8586, France

^e CNRS Laboratoire LETG-Nantes-Géolittomer, UMR 6554, France

^f Observatoire des Sciences de l'Université Nantes Atlantique (OSUNA, CNRS UMS 3281), France

^g CNRS e GDR 3062 "Mutations polaires", Besançon, France

Pour citer cet article

Coquin J., Mercier D., Bourgeois O., Cossart E., Decaulne A. (2015) - Gravitational spreading of mountain ridges coeval with Late Weichselian deglaciation: impact on glacial landscapes in Tröllaskagi, northern Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 107, 197-213.

Highlights

- We identify a DSGSD in Tröllaskagi mountains (Northern Iceland)
- The DSGSD is driven by a debutressing induced by the Late Weichselian deglaciation
- The DSGSD initiates while the complete deglaciation of valley is not finished
- We report a major role of the DSGSD in trough widening in glacial/paraglacial cycle

Keywords:

DSGSD; Paraglacial; Landslides; Deglaciation; LiDAR

Abstract

During the late Weichselian deglaciation, the coastal mountains of northern central Iceland have experienced significant paraglacial readjustment processes in the form of conspicuous rock slope failures and deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD). Local topographic slopes and ridges were deeply reshaped by these large scale paraglacial processes. Located on the eastern side of Skagafjörður, one of the largest fjords of northern Iceland, the Óslandshlíðarfjöll and Hnjúkar ridges (65°49N, 19°14W) exhibit geomorphic evidence of spectacular DSGDS. Several series of DSGSD-induced landforms such as crestal graben and troughs initiated by ridge-top splitting were investigated over a 30-km² area. On the basis of geomorphological mapping we recognized: (i) a ridge-top splitting event mainly controlled by glacial debuttreassing induced by a minimal 300 m lowering of the glacier surface in the Deildardalur valley; (ii) a rapid Late Weichselian deglaciation of the Deildardalur valley spanning a few thousands of years (ice-free stage probably reached around 14,000 years cal. BP); (iii) ridge-top splitting having an influence on large-scale glacial patterns by guiding and facilitating glacial erosion along ridge-top grabens, resulting in accelerated trough widening. Based on these interpretations, we propose an evolutionary sequence of both the kinematic stages of the DSGSD and the Late Weichselian deglaciation at the valley scale. This work provides new insights into (i) the patterns of the Late Weichselian deglaciation in the Skagafjörður area, especially in tributary valleys of the fjord, (ii) the timing of large-scale paraglacial ridge-top deformations in relation to the post-LGM deglaciation and (iii) the influence of paraglacial DSGSD features on large-scale glacial erosional patterns.

1 Introduction

Since pioneering works by Brunhes (1906, 1907), De Martonne (1901, 1910, 1911) and Penck and Brückner (1904, 1906), increasing attention has been paid to the geomorphological evolution of high latitude or high altitude landscapes that have experienced overall disequilibrium induced by the transition from glacial to non-glacial conditions. During this paraglacial transition, defined as the adjustment of deglaciated landscapes to non-glacial conditions (Ryder, 1971; Church and Ryder, 1972; Ballantyne, 2002; Mercier, 2008, 2011), one of the dominant paraglacial readjustment processes operates in the form of deep-seated, large scale and slow motion rock mass deformation. As they deeply modify the bedrock topography and affect large volumes of rock masses over extensive areas, including mountain ridges and slopes as a whole, such large-scale rock mass deformations, also referred to as sackung or deep-seated gravitational slope deformations (DSGSDs), are probably among the most spectacular processes of paraglacial topographic readjustment in alpine landscapes of the Earth and other planets (Mège and Bourgeois, 2011).

First mentioned by Church and Ryder (1971) as a “non glacial process directly conditioned by glaciation”, the paraglacial concept has since been developed and enlarged by Ballantyne to “non glacial earth surface processes, sediment accumulations, landforms, landsystems and landscapes that are directly conditioned by glaciation and deglaciation” (Ballantyne, 2002). In a wide variety of mountain ranges, a much attention is paid to the consequences of deglaciation on rock slope stability, even though references to the paraglacial framework are not always made.

Zischinsky (1966) was one of the first authors to establish a relationship between the development of gravitational spreading features indicative of DSGSD (crestal grabens, scarps, counterscarps, trenches) and post-glacial

debuttressing. Since then, numerous studies have corroborated the paraglacial origin of DSGSD (e.g. Beck, 1968; Bovis, 1982; Savage and Varnes, 1987; Chigira, 1992; Ballantyne, 1986, 1991, 1992, 1997, 2002, 2008; Jarman, 2006; Mège and Bourgeois, 2011; McColl, 2012; Crosta et al., 2013; Jaboyedoff et al., 2013). Glacial and paraglacial controls acting on DSGSD include: glacially-shaped valley geometry, i.e. valley deepening and slope steepening (Bachmann et al., 2009; McColl, 2012); stress adjustments induced by deglaciation, i.e. rock and ridge debuttressing (Ballantyne et al., 2013; Ambrosi and Crosta, 2006); and post-glacial rebound, which may induce rock mass dilation and paraglacial seismic activity (Agliardi et al., 2001; Hippolyte et al., 2006; Cossart et al., 2013). The susceptibility of rock masses to DSGSD is also linked to factors independent of glaciation and deglaciation, such as their tectonic structure, lithology (Augustinus, 1995a, 1995b) and preexisting fracturing pattern (Agliardi et al., 2001; Ambrosi and Crosta, 2006).

DSGSDs are long-duration slow-motion processes that can experience irregular rates of activity characterized by periods of rapid reactivation (Beget, 1985; Bigot-Cormier et al., 2005; Panek, 2013). They can also end in catastrophic large rock slope failures (Mège and Bourgeois, 2011; Hewitt, 2009a and 2009b; Hewitt et al., 2008; Pedrazzini et al., 2013), even thousands of years after the deglaciation has been completed (Evans and Couture, 2002). As the onset of DSGSD can be delayed with respect to deglaciation and its response time can be long, it has significant geohazard implications, especially in inhabited fjords where rock slope failures derived from initial slow-motion mass deformation may generate tsunamis (Böhme et al., 2011; Hermanns, 2014).

Most DSGSD cases studied so far appear to have been activated after the Last Glacial Maximum (LGM) (Agliardi et al., 2001, 2009; Bigot-Cormier et al., 2005; Ambrosi and Crosta, 2006; Hippolyte et al., 2006, 2009; Cossart et al., 2008; Kellerer-Pirklbauer et al., 2010), even though an onset at previous interstadial times cannot be ruled out in some instances

(Crosta et al., 2013). In spite of the increasing attention paid to DSGSD in terms of duration, activity rates and driving processes, their response time to post-LGM deglaciation remains difficult to assess due to the paucity of age constraints.

In addition, the understanding of glacial processes in terms of rates and mechanisms involved in the making of glacial landscapes (such as cirques and troughs) is an old and controversial debate in glacial morphology: In mountain ranges that were glaciated during the Quaternary, the depth and width of glacial troughs and cirques are generally difficult to reconcile with reported glacial erosion rates (Evans 1996, Turnbull and Davies 2006). Among the way explored to challenge these difficulties, a rising attention is paid to rock slope deformation that occurs during paraglacial stages and may potentially contribute to the formation and widening of glacial cirques and troughs over repeated glacial/paraglacial stages. Yet, empirical support is still required to fully demonstrate the key role of gravitational mass-movements in the making of glacial landscapes.

Two uncertainties relating to paraglacial DSGSD are: (i) the response time of large-scale paraglacial readjustment to the sequence of deglaciation and (ii) the role of paraglacial rock slope deformation on the shaping of glacial landscapes.

- What is the response time of DSGSD with respect to deglaciation? Does it start at the onset of deglaciation, does it require complete deglaciation of valleys, or is it delayed by thousands of years after valley deglaciation? Can gravitational spreading – by producing topographic depressions along scarps and grabens – influence the distribution of ice and glacial erosion patterns during subsequent glacial advances? Can DSGSD-induced landforms, such as crestal grabens and scarps, initiate the formation and development of glacial cirques and troughs during subsequent glacial advances?

To address these issues, we analyze the spa-

tial and chronological relationships between deglaciation and DSGSD in the Tröllaskagi peninsula of central northern Iceland. In many ways, the mountains of the Tröllaskagi peninsula represent an ideal location to investigate large-scale paraglacial ridge readjustments to post-LGM deglaciation. Indeed, post-glacial rock slope failures and other paraglacial readjustment processes have been extensively described throughout the area (Jónsson, 1957, 1976; Pétursson and Saemundsson, 2008; Cosart et al., 2013a; Mercier et al., 2013; Feuillet et al., 2014). Moreover, the uniform lithology and relatively simple tectonic structure of the region provides an opportunity to isolate the paraglacial controls on gravitational readjustments.

2 Study Area

2.1 Local setting

Skagafjörður is one of several north-striking fjords dissecting northern Iceland. The fjord is 15 km wide and stretches over more than 100 km from the Iceland central plateau to the coast. Along its eastern side, the fjord is bounded by the Tröllaskagi peninsula, a plateau standing between 800 and 1200 m a.s.l. on average, locally culminating at 1538 m a.s.l., and deeply dissected by an approximately radial network of glacial cirques and valleys that were carved by repeated glaciations during the Quaternary. The hillslope relief due to glacial carving is up to 800 m in the southern part of the peninsula and decreases northward (Cosart et al., 2013).

We investigated in detail two mountain ridges located at the western border of the Tröllaskagi peninsula, Hnjúkar and Óslands-hlíðarfjöll (65°49N, 19°14W). The Hnjúkar ridge culminates at 1071 m a.s.l. and strikes E-W between the Deildardalur valley in the north and the Kolbeinsdalur valley in the south. Both valleys were carved by glaciers that flowed westwards from the Tröllaskagi central cirques into Skagafjörður (Fig. 1). The Hnjúkar ridge is

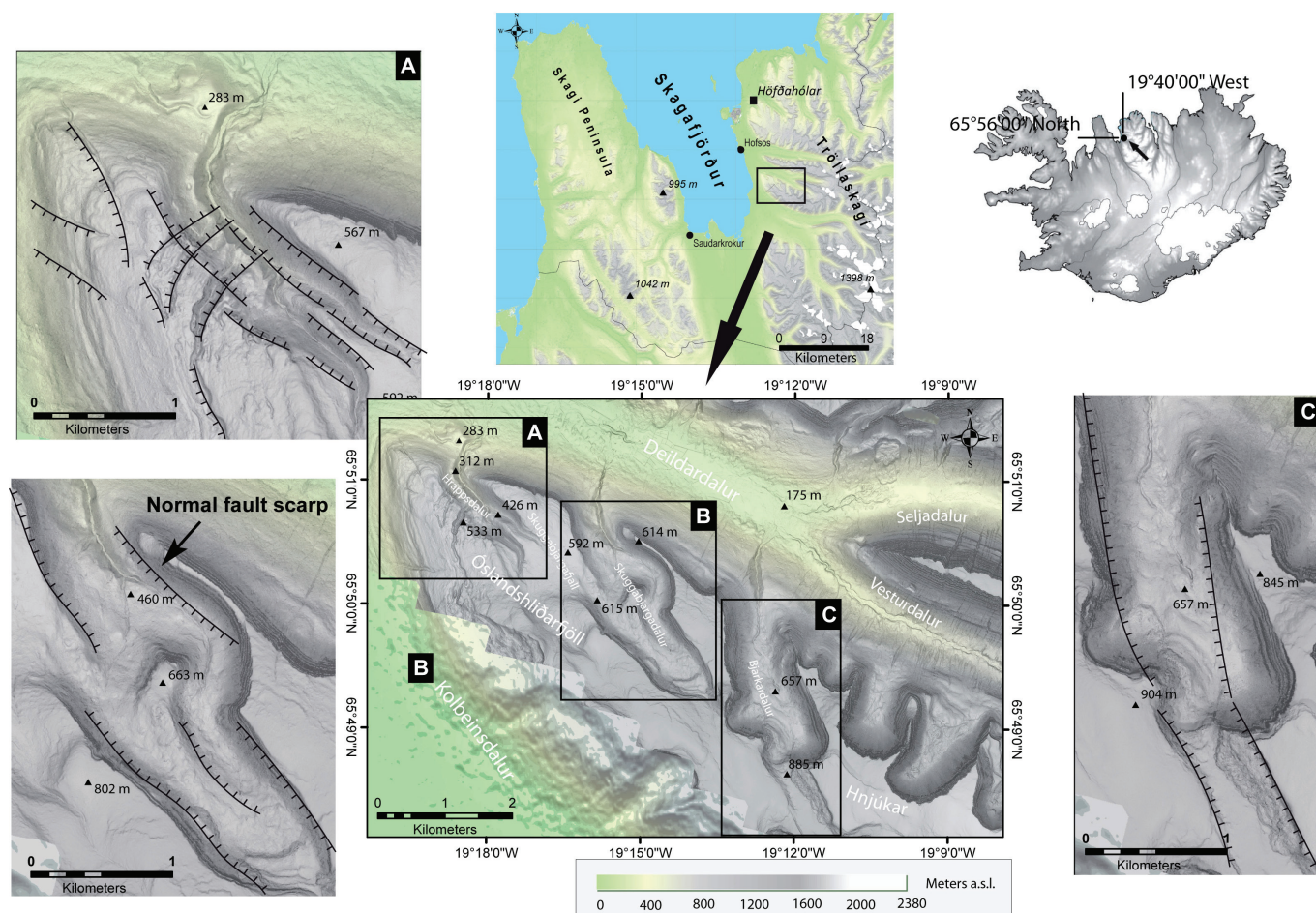


Figure 1 - Location map of the DSGSD of Óslandshlíðarfjöll and Hnjúkar ridges. Normal fault scarp systems related to the DSGSD are identified and mapped in three series of troughs in Hrappsdalur (A), Skuggabjargadalur (B) and Bjarkardalur (C).

dissected by secondary troughs, Skuggabjargadalur and Bjarkardalur, connected to Deildardalur. It is joined westward to the lower Óslandshlíðarfjöll ridge by the intermediate Skuggabjargafjall plateau. The Óslandshlíðarfjöll ridge strikes NW-SE and its elevation decreases gently from 533 m a.s.l. at its highest point to about 300 m at the location of the triple confluence between the glacial valleys of Deildardalur, Kolbeinsdalur and Skagafjörður. This ridge is dissected by a complex network of secondary narrow valleys displaying both NW-SE and NE-SW orientations.

The bedrock is a Tertiary sequence of volcanic products that dips slightly (5° to 10°) southwestwards and comprises mostly basaltic lava flows with thin interbedded strata of red vesicular rocks and sparse sedimentary layers (Saemundsson, 1979; Langbacka and Gudmundsson, 1995; Kristjansson et al., 2004, 2006). It is affected by a brittle tectonic assemblage that comprises faults and dikes organized en-echelon and striking north. This tectonic as-

semblage developed mostly 3 to 7 Ma ago in response to oceanic spreading (Garcia et al., 2003; Bourgeois et al., 2005) but fault offsets in the present-day topographic surface and current seismic activity down to 12 km indicate that the area is still affected by lithospheric deformation (Bourgeois et al., 2005; Stefansson et al., 2008; Jóhannesson and Sæmundsson, 2009).

2.2 Deglaciation history of the Skagafjörður area

During the LGM, the Icelandic ice sheet (IIS) was probably diverted into the major fjords of Eyjafjörður (on the eastern flank of the Tröllaskagi peninsula) and Skagafjörður (Hoppe, 1982; Ingolfsson, 1991; Bourgeois et al., 1998, 2000). The fjords were a drainage route for outlet glaciers of the IIS and Skagafjörður might have been occupied by a high-velocity ice stream at some time (Bourgeois et al., 2000), although

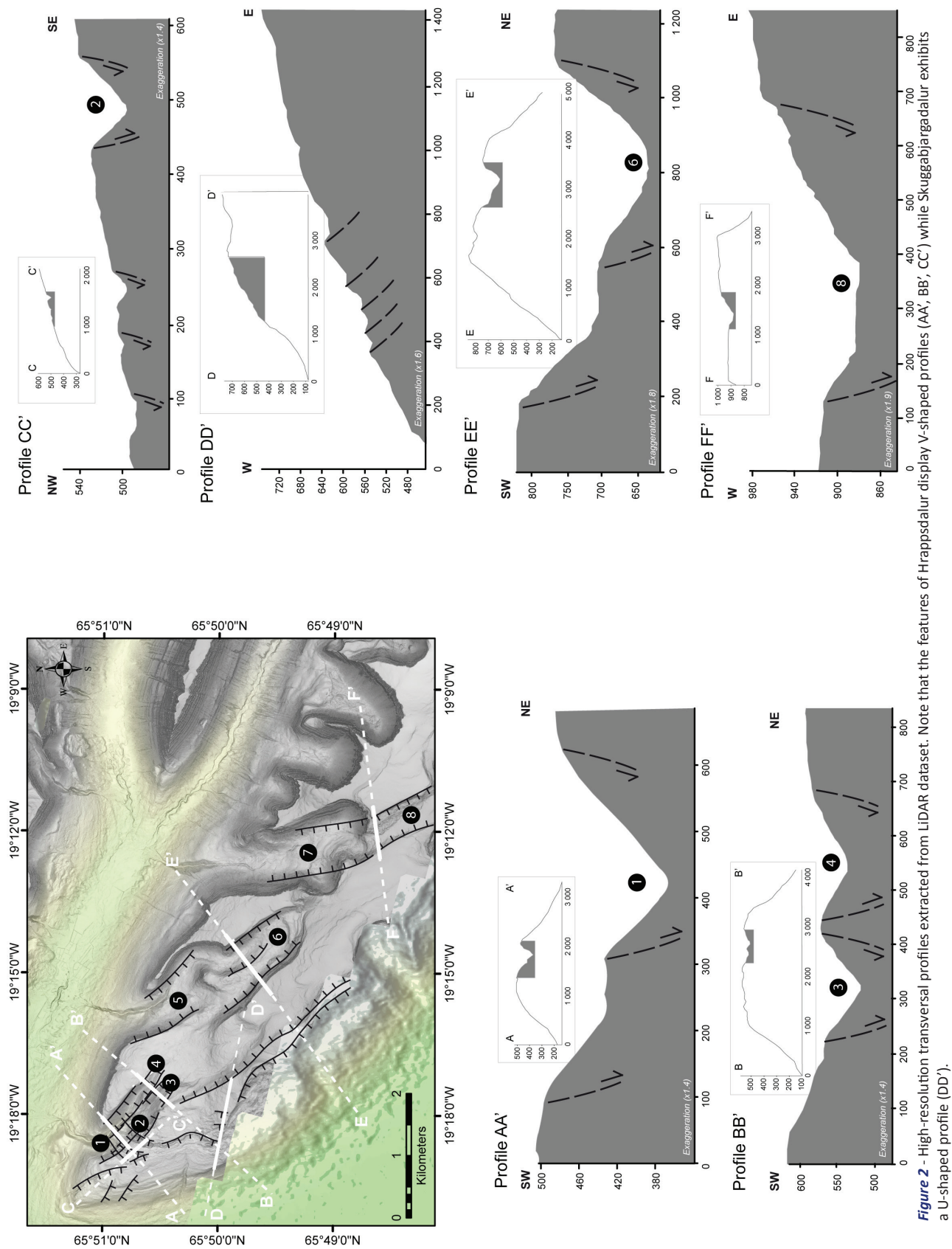
unambiguous morphological evidence of such dynamics has not yet been described in the fjord. The IIS responded rapidly to climatic and oceanic changes during the Late Weichselian deglaciation. Specifically, along the northern coast of Iceland, small changes in the position of the polar front or the oceanic current dynamics are thought to have had catastrophic effects on the IIS (Norðdahl and Pétursson, 2005; Geirsdóttir et al., 2009). At its maximal coverage during the LGM, the IIS extended as far as the submarine shelf break, at a depth of 200 m below the present-day sea level (Eiríksson et al., 2000; Hubbard et al., 2006; Spagnolo and Clark, 2009). After the LGM, the IIS receded and experienced a catastrophic break-up at around 15 ka (Andrews et al., 2000) as the eustatic sea level rose (Carlson and Clark, 2012) and the polar front migrated northward (Geirsdóttir et al., 2009). Based on radiocarbon dates obtained from shells of marine organisms found on several raised beaches all around Iceland, the deglaciation of the present-day coastline is thought to have occurred at 14.6 ka (Norðdahl and Pétursson, 2005). In central northern Iceland, the first evidence of coastal deglaciation is a succession of raised beaches standing at elevations higher than 65 m. a.s.l. on the northern Skagi peninsula (Rundgren, 1997). Rundgren (1997) relates these deposits to a very high marine stage, which occurred around 14 ka in the Bölling period (Ingólfsson and Norðdahl, 1994; Norðdahl and Pétursson, 2005). North of the town of Hofsós, beach deposits standing at similar elevations (60 m a.s.l.) suggest that the northern coast of the Tröllaskagi peninsula was deglaciated at a similar time (Mercier et al., 2013). This minimal age for the Late Weichselian deglaciation in Skagafjörður indicates that the IIS receded more than 100 km from its LGM maximal extent, in only a few thousands of years. As additional age constraints are still lacking, the precise pattern of the Late Weichselian deglaciation in the Tröllaskagi remains unclear.

Numerous end moraine relicts, connected with raised beaches and marine terraces, have been described all around Iceland, indicating that the IIS experienced several glacial readvances or stillstands during the Late Weich-

selian deglaciation, in close association with episodic events of sea level rise (Ingólfsson and Norðdahl, 1994; Norðdahl and Pétursson, 2005). These occurred mainly during the cold stages of the Late Alleröd/Early Younger Dryas (ca. 13–12 ka) and Preboreal (around 10.6 ka). In Skagafjörður, only one stage of Younger Dryas glacial readvance has been documented so far (Norðdahl, 1990; Norðdahl and Pétursson, 2005). At this time, the paleo-fjord of Skagafjörður was probably occupied by a fluctuating, tidewater glacier terminus located at the latitude of Hofsós, while coastal areas north of this location probably remained ice-free after 14 ka. Apart from glacial readvances of the main glacial body in Skagafjörður, which reflect the local response of the entire IIS, the pattern of glacial readvances remains very uncertain in its tributary valleys as no end moraine has been documented to date. At a location 40 km south of Sauðárkrúkur, a Younger Dryas age is assumed for well-developed ice wedge casts found in a gravel pit, suggesting that the southern part of the fjord might have experienced periglacial conditions at this time but had encountered neither contemporaneous nor later glacial readvances (Vikingsson, 1978). Sea level reconstruction, based on the series of raised beaches of the Skagi peninsula, indicates an overall fall of 65 meters between 14 and 10 ka attributed to post-glacial rebound (Rundgren, 1997). This period was dominated by deglaciation, possibly interrupted by local short-lived readvances during Younger Dryas and Preboreal times in close association with two minor marine transgressions. The Sakunarvatn ash tephra layer, related to a volcanic eruption of Grímsvötn dated at 10.2 ka (Grönvold et al., 1995), was found at several locations in the fjord (Jónsson, 2005) and 30 km south of the fjord (Guðbergsson, 1975) which indicates that Skagafjörður had been entirely deglaciated by Preboreal times.

2.3 Paraglacial readjustments in Skagafjörður

Large and spectacular landslides are widespread in the Skagafjörður area (Jónsson, 1957).



A first inventory made by Pétursson and Sæmundsson (2008), followed by field investigations (Cossart et al., 2013), have identified and mapped as many as 130 landslides in the area. This inventory was recently complemented by photo-interpretation of high-resolution aerial images and an updated database of 158 landslides, ranging from 0.02 to 10 km² in surface area, is now available (Feuillet et al., 2014).

Well before this recent work, Jónsson (1957, 1976) proposed that Icelandic landslides were probably triggered after the end of the Weichselian glaciation, and suggested that the shrinking of the IIS may have played a significant role in their initiation. His theory of a post-Weichselian origin of Icelandic landslides has been corroborated by recent investigations (Decaulne et al., 2010; Cossart et al., 2013; Mercier et al., 2013), suggesting that the main landslide activity probably occurred during Preboreal/early Holocene transition times, in good correlation with the timing of the maximal rate of post-glacial rebound (between 10,000 year \pm 300 year BP and 8150 \pm 350 year; Rundgren et al., 1997; Biessy et al., 2008; Le Breton et al., 2010). These time constraints are consistent with significant paraglacial controls on landslide triggering. However, paraglacial controls on other potential destabilization processes, such as DSGSD, remain poorly identified in the Skaðafjörður area (Decaulne et al., 2010; Cossart et al., 2013; Mercier et al., 2013). It is known that progressive slow motion rock slope deformation can experience stages of increased movements that can finally result in catastrophic rock slope failure (Ballantyne, 2002; Pedrazzini et al., 2013). The hypothesis that some of the rock slope failures in the study area may result from initial DSGSD has been formulated by Cossart et al. (2013) but has yet to be clearly demonstrated. Further investigations are needed to underline the potential influence of DSGSD on landslide susceptibility in the area.

3 Methodology

Our objectives were to: (i) identify field evidence of DSGSD, (ii) map and analyze the morphology and geological structure of the destabilized areas, (iii) assess the timing of destabilization, (iv) reconstruct the post-LGM sequence of deglaciation in the destabilized areas. To achieve these objectives, we combined field investigations and GIS analyses on spatial datasets, including high-resolution aerial imagery from Loftmyndir, available online, airborne laser altimeter (LiDAR) measurements, previous landslide maps of Skaðafjörður (Pétursson and Sæmundsson, 2008), and the most recent tectonic map of Iceland (Jóhannesson and Sæmundsson, 2009). The LiDAR data were collected and processed by ARSF-DAN and the resulting point-cloud was transformed into a gridded digital elevation model (DEM) using LASTools. The aerial images were orthorectified and mosaicked using Agisoft Photoscan.

Field surveys were carried out over a 30 km² area affected by DSGSD, focusing on the Hrappsdalur valley and the snout of the Deildardalur valley, where Late Weichselian deposits are well preserved (Fig. 1). The Hrappsdalur valley was investigated for morphological evidence of brittle deformation features indicative of large-scale ridge-top dilation associated with DSGSD (crestal grabens, scarps and uphill-facing scarps). Relative time constraints were derived from cross-cutting relationships between fractures associated with DSGSD and glacial or post-glacial landforms and deposits. The LGM glacial extent was reconstructed from morphological evidence of glaciation such as trimlines. Deposition environments of sedimentary bodies were investigated by combining visual analyses on the basis of sedimentological criteria (clast size, structure, shape) and geomorphological observation of their environment (elevation and cross-cutting relationships with other landforms) (Evans and Twigg, 2002).

DSGSD fault assemblages were mapped by

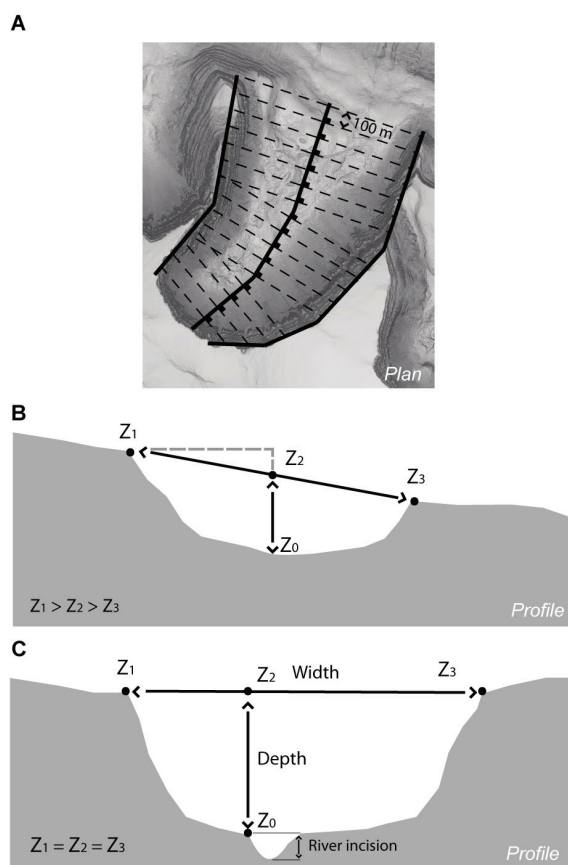


Figure 3 - (A) Method used to calculate the geometric criteria along the troughs. Transversal profiles are drawn perpendicular to the longitudinal axis of the valley floor at 100 m intervals. (B) Width and depth values of troughs are calculated on the basis of transversal profiles. Z_0 is calculated at the minimal elevation of the valley floor or near the edge of the river incision. Z_2 corresponds to the maximal elevation calculated at the intersection with the Z_1 - Z_3 axis. When troughs show symmetric valley sides, Z_2 corresponds to the maximal elevation of Z_1 and Z_3 . (C) When troughs show asymmetric valley sides with Z_1 located at a higher elevation than Z_3 , Z_2 displays an intermediate elevation.

joint interpretation of the LiDAR DEM and the aerial imagery dataset. In order to discriminate the tectonic assemblage related to DSGSD from that related to lithospheric deformation, normal faults related to oceanic spreading were digitized from the most recent tectonic map of Iceland (Jóhannesson and Saemundsson, 2009) and fault azimuths were measured for each dataset. High-resolution morphometric analyses were performed from the LiDAR DEM, along 86 transversal profiles at a spacing of 100 m across the area affected by DSGSD (Fig. 3).

4 Results

4.1 Physiographic description of troughs on Óslandshlíðarfjöll and Hnjúkar

The Óslandshlíðarfjöll and Hnjúkar ridges are dissected by several troughs. These are distributed in three distinctive series along a 12-km-long profile and extend over a 30-km² area (Fig. 1).

The Hrappsdalur valley strikes NW-SE across the Óslandshlíðarfjöll ridge and comprises the first of this series of troughs (Fig. 2, troughs 1, 3, 4). Along the southwestern part of the Óslandshlíðarfjöll ridge, secondary troughs strike NE-SW (Fig. 2, trough 2). All these troughs have V-shaped transverse profiles, with average depths ranging from 30 m to 110 m a.s.l. and widths ranging from 110 to 560 m (Table 1).

The second series is situated in Skuggabjargadalur, between the Óslandshlíðarfjöll and Hnjúkar ridges. These troughs display a typical glacial morphology with steep sides and large planar floors standing from 450 m to 730 m in elevation (Fig. 2, troughs 5, 6). With depth values ranging from 160 to 170 m and width values ranging from 890 to 900 m, they are very similar to one another in their geometry (Table 1).

The third series comprises two troughs located in the Bjarkardalur valley. Unlike the first two series, the troughs of the Bjarkardalur valley exhibit contrasting morphologies (Fig. 2, troughs 7, 8). The southernmost trough is a narrow and shallow depression with a depth of 50 m and a width of 550 m, while the northernmost one displays a U-shaped transverse profile with a depth of 230 m and a width of 1130 m (Table 1).

4.2 DSGSD signature in troughs

In its lower, northwestern part, the Hrappsdalur valley has a staircase morphology due

Trough ID	Length (m)	Average width (m)	Min. depth (m)	Average depth (m)	Max. depth (m)
Trough without evidence of glaciation					
1	800	560	100	110	130
2	400	110	20	30	40
3	600	240	40	60	90
4	600	230	20	50	90
8	1200	550	50	50	50
Mean	720	338	46	60	80
Trough with evidence of glaciation					
5	1200	900	140	170	210
6	1400	890	110	160	190
7	2100	1130	180	230	280
Mean	1600	970	140	190	230

Table 1 - Summary of statistics of width and depth parameters calculated for the 8 troughs analyzed in the study area.

to vertical displacements of its topographic surface by three faults striking NW (profile AA' – Fig. 2). These faults appear as a series of triangular facets in the topographic surface (Figs. 4A and 5) and are up to 800 m in length. Farther southeast in the valley, the structure progressively changes from one large asymmetric graben to a pair of grabens that developed along normal faults striking NW and are up to 600 m in length (profile BB' – Fig. 2). The western slope of Hrappsdalur and the top of the Óslandshlíðarfjöll ridge are affected by a secondary series of smaller grabens striking NE (Figs. 4A,B and 5) and decreasing in width and depth from the SE to the NW. The most significant one is 400 m long; it is associated with an average vertical displacement of 30 m of the topographic surface (profile CC' – Fig. 2). Farther south, the Óslandshlíðarfjöll ridge is affected by a staircase assemblage of uphill-facing fault scarps striking north and up to 300 m in length (Figs. 4C and 5). Vertical displacements of the topographic surface range from 6 to 12 m along these fault scarps (profile DD' – Fig. 2).

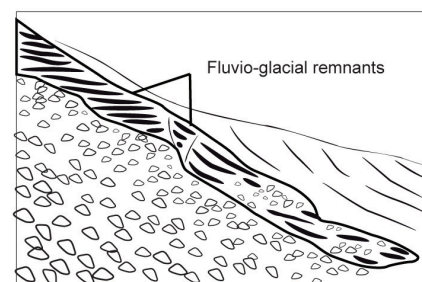
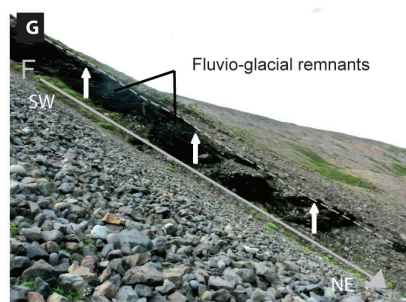
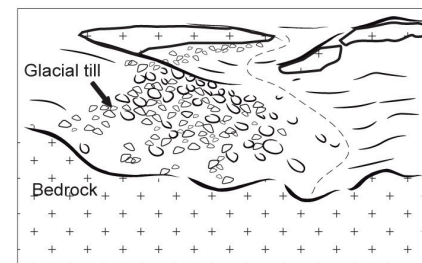
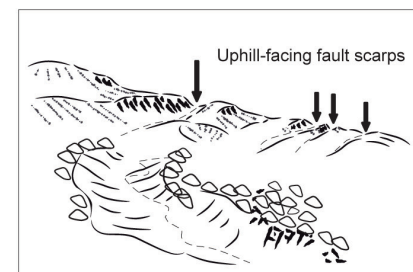
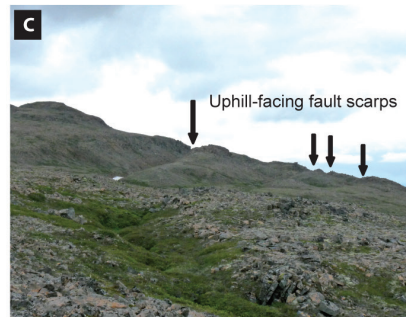
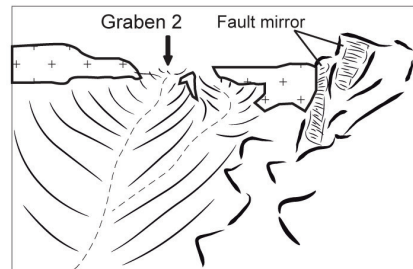
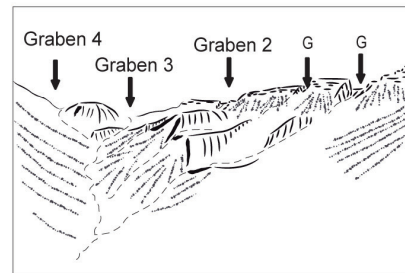
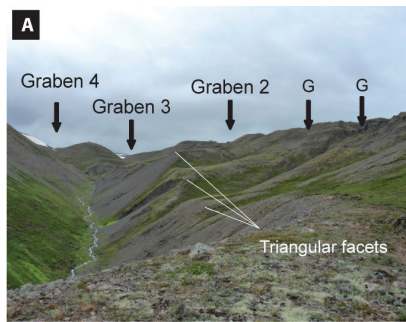
The Hnjúkar ridge is affected by a large asymmetric crestal graben striking NNW and stretching over 1200 m from the southern edge of the ridge to its contact with the cirque wall of the Bjarkardalur valley. The vertical displacement of the topographic surface across this graben is 50 meters (profile FF' – Fig. 2).

The normal fault scarp assemblage on the

Óslandshlíðarfjöll and Hnjúkar ridges is disposed en-echelon, with scarps approximately parallel to topographic elevation contours (with the noticeable exception of oblique faults in the Bjarkardalur valley). The en-echelon arrangement and the parallelism between fault scarps and topographic slopes are consistent with DSGSD (Agliardi et al., 2001, Mège and Bourgeois, 2011). The troughs of the Óslandshlíðarfjöll and Hnjúkar ridges are thus interpreted as crestal grabens indicative of DSGSD.

Fault scarps similar to those we describe on the Óslandshlíðarfjöll and Hnjúkar ridges are not observed in neighboring regions with shallower topographic gradient, such as the floor of Skagafjörður or the highland plateau farther south (Jóhannesson and Sæmundsson, 2009). In addition, the predominantly NW orientation of the grabens and fault scarps on the Óslandshlíðarfjöll and Hnjúkar ridges contrasts with the general northern orientation of the regional fault system related to lithospheric oceanic spreading in Iceland (Bourgeois et al., 2005; Jóhannesson and Sæmundsson, 2009) (Fig. 6). Both the location of fault scarps with respect to the topographic relief and their orientation thus support the interpretation that the development of these faults was controlled by local gravitational adjustments of the topography, rather than by regional lithospheric deformation related to oceanic spreading. About 30 km north of the study area however, a system of NW-directed transfer faults related to oceanic spreading strikes across the Tröllaskagi Peninsula (Einarsson, 1991). If this system once extended as far south as our study area, it may have played a role in the initial development of the faults on the Óslandshlíðarfjöll and Hnjúkar ridges. We cannot exclude the hypothesis that paraglacial gravitational spreading of these ridges occurred by reactivation of pre-existing faults related to oceanic spreading.

The influence of DSGSD on the development of troughs on the Óslandshlíðarfjöll and Hnjúkar ridges is also supported by the glacial erosion patterns. Second-order glacial troughs in most areas of the Tröllaskagi peninsula are shallow and strike perpendicular to first-order



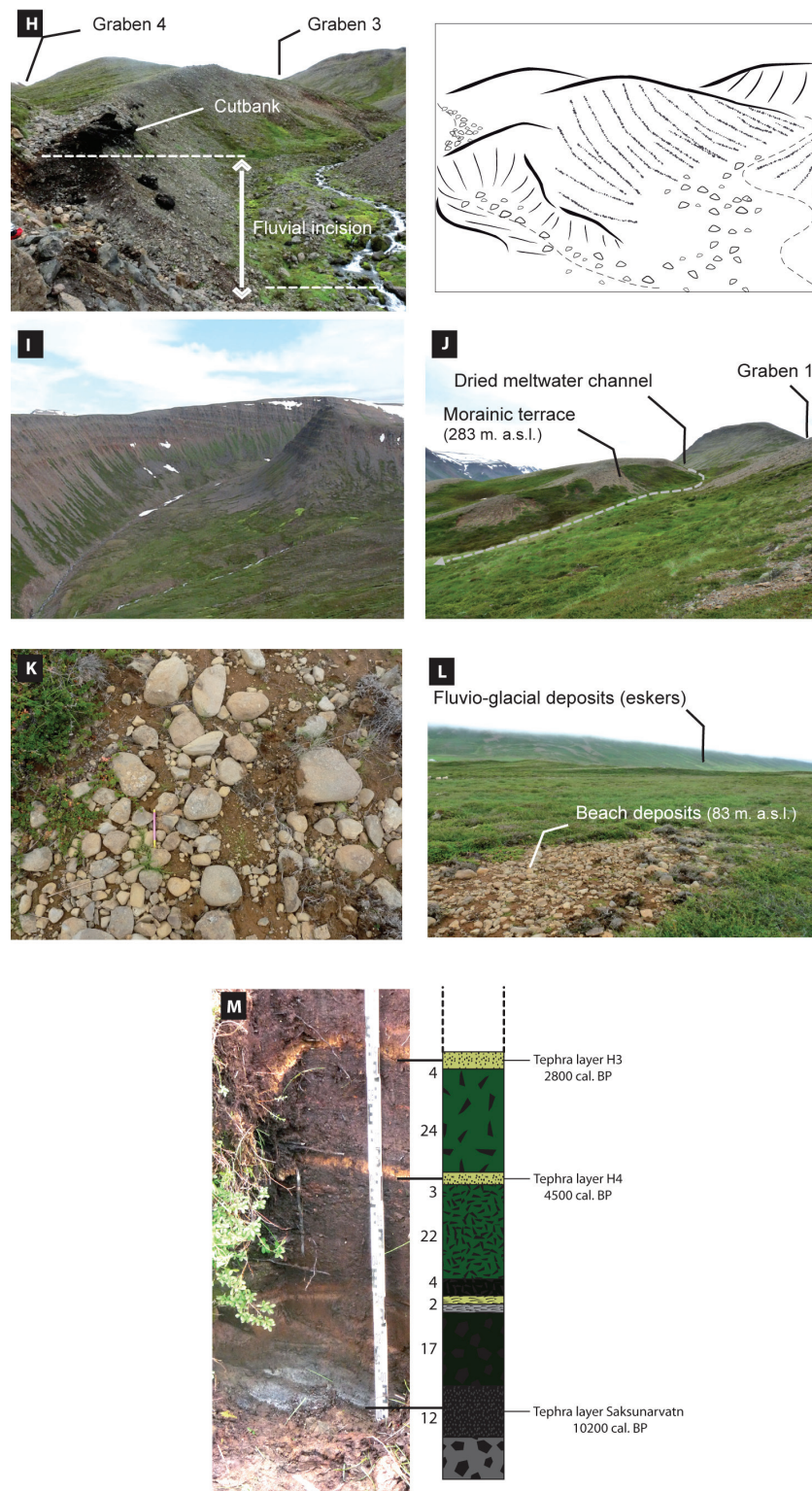


Fig. 4 - Views of the geomorphological units of interest. (A) Hrappsdalur viewed toward the southeast – the main scarp features triangular facets. Note that the headwall on the right is dissected by a series of perpendicular grabens. (B) Headwall of graben 2 looking southwest. Note the surface collapse on the right with a fault mirror. (C) View to the south along the west-facing slope of the Óslands-hlíðarfjöll. Note that the slope is affected by a series of deformations interpreted as the topographic expression of uphill-facing fault scarps. (D) Headwall of graben 2, looking southeast. Note that the scarp is cut into basaltic bedrock and glacial till deposits. (E) Dark layer of consolidated coarse sand is interpreted as fluvio-glacial deposit. (F) Basaltic outcrop found in Skuggabjargafjall. Note the glacial striae displaying an orientation N300. (G) Scarp affecting fluvio-glacial deposits in Hrappsdalur, looking northwest. Note that the scarp exhibits a SW/NE orientation. (H) Cutbank at the confluence between G3 and G4, looking southeast. Note that the floor of G4 displays a dry channel while the G3 channel is active. (I) Skuggabjargadalur, looking southeast. Note the U-shaped glacial morphology of the trough. (J) Upper morainic terrace at the confluence between Deildardalur and Hrappsdalur, looking east. Note that the terrace is dissected by a dry channel. (K) Well-rounded pebbles found at the snout of Deildardalur at an elevation of 83 m a.s.l. interpreted as raised beach deposits. Note the contact between the sediments and fluvio-glacial deposits behind (K, L). (M) Log section excavated in a bog at the snout of Deildardalur. Note the black sand deposit in the basal part interpreted as a Saksunarvatn ash tephra layer.

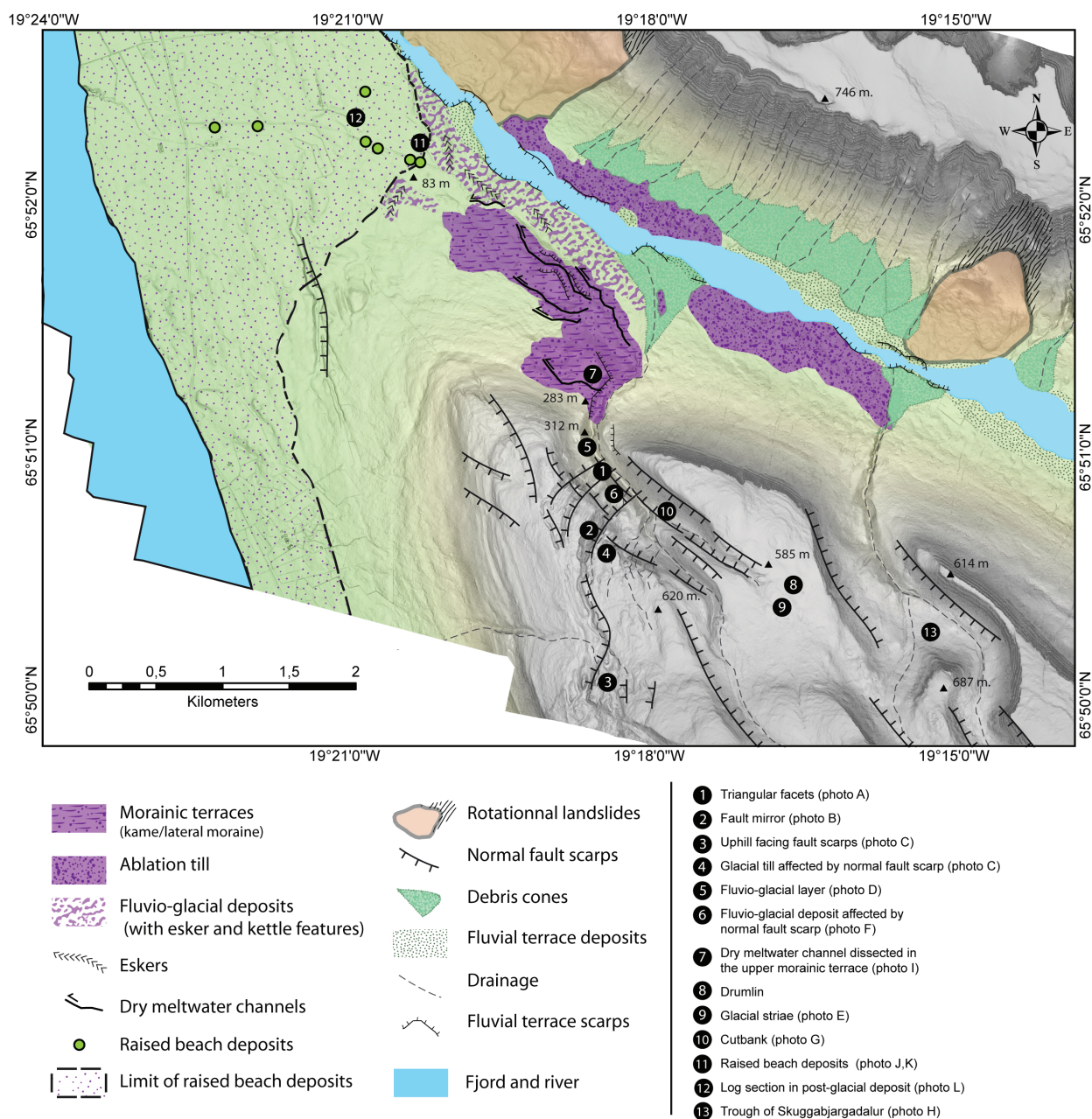


Fig. 5 - Morphological map of the snout of Deildardalur and Óslandshlíðarfjöll ridges.

valleys. In contrast, second-order troughs on the Óslandshlíðarfjöll and Hnjúkar ridges are deep, elongated and have a general NW strike that is not perpendicular to the first-order glacial valleys (Deildardalur and Kolbeinsdalur, Fig. 1).

4.3 Glacial signature in troughs

The troughs of the Skuggabjargadalur and Bjarkardalur valleys exhibit a U-shaped morphology characterized by large and planar floors located at 450 m a.s.l. (profile EE' – Fig. 2), while cirque floors are commonly located at elevations higher than 500 m a.s.l. in the

area. As the valley floors of Skuggabjargadalur and Bjarkardalur display NW and NNW orientations, respectively, they connect obliquely to the east-striking Deildardalur valley (while cirque floors in Tröllaskagi are commonly oriented perpendicular to the main valley to which they are connected; Fig. 2). The Bjarkardalur valley floor displays the same NNW/SSE orientation as the graben observed directly south of the cirque wall along the Hnjúkar ridge, suggesting that they have a common tectonic origin (Fig. 2). The valley has conserved its graben-shaped morphology in its southern part, while it has been reshaped by glacial erosion in its northern part (Fig. 7).

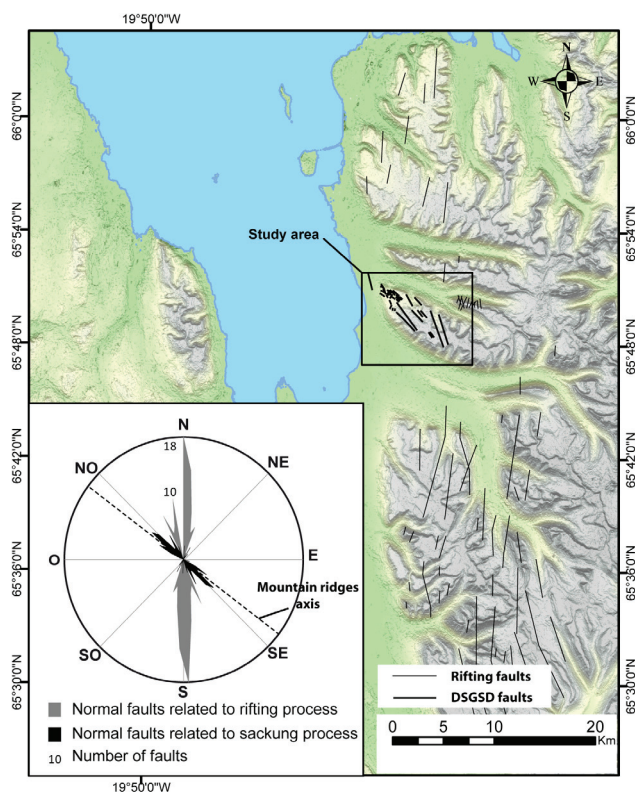


Fig. 6 - Orientation of normal faults in Skagafjörður. Note that the regional faults exhibit mainly a N/S orientation while the faults in the study area display mainly a NW/SE orientation.

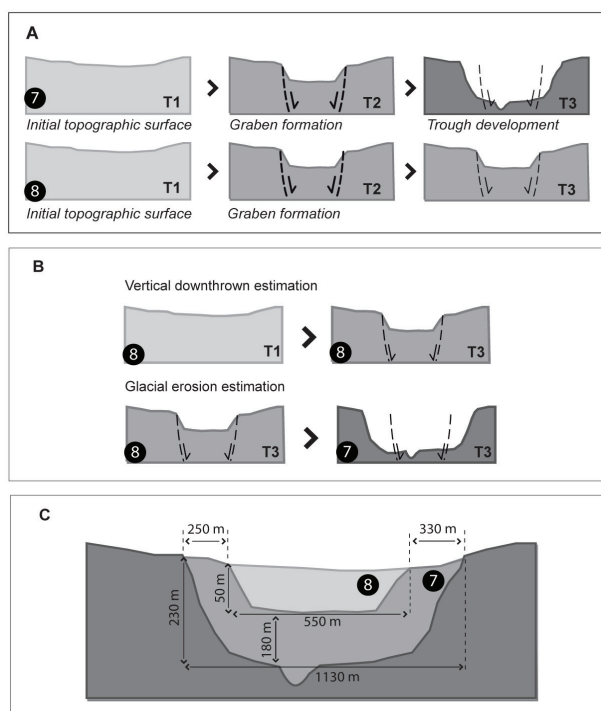


Fig. 7 - Idealized profile reconstruction of the Skuggabjargadalur. (A) Interpretation of relief evolution of troughs 7 and 8. (B) The vertical subsidence of the DSGSD is estimated on the basis of the mean depth of graben 8. The glacial erosion amount is then estimated by subtracting the mean depth and the width values of graben 8 from the mean depth and the width values of graben 7. (C) The vertical downthrown of the DSGSD along the Hnjúkar ridge is estimated at 50 meters. The post-DSGSD glacial deepening is estimated at 180 meters.

kar ridges appear to be controlled by the prior development of crestal grabens induced by DSGSD (Fig. 8). This interpretation is supported by the presence of glacial striae found on Skuggabjargafjall at 592 m a.s.l. (Figs. 4F and 5). As the striae strike NW, consistent with the NW orientation of the Skuggabjargadalur trough, they are probably related to a stage of glacial transfluence from glaciers developing along the initial crestal graben of Skuggabjargadalur. This suggests that the Skuggabjargadalur and Bjarkardalur troughs were occupied by glaciers after their formation as DSGSD-related crestal grabens (Fig. 8), while other valleys experienced deglaciation at the same time (Fig. 8).

Trough depths and widths display a bi-modal distribution, which is consistent with the interpretation that their geometry depends on whether the initial grabens were reshaped by glacial erosion or not (Table 1). The narrow and shallow grabens of Hrappsdalur and Hnjúkar still display their initial extensional brittle morphology, while the initial crestal grabens of Skuggabjargadalur and Bjarkardalur have been reshaped and enlarged by glacial erosion (Fig. 4I).

4.4 Reconstruction of deglaciation patterns

4.4.1 LGM glacial extension

The thickness of the Deildardalur glacier during the LGM is unknown. Three hypotheses can be found in the literature: (i) e.g. Andrews et al. (2000) and Geirsdottir et al. (2009) consider that the whole of Iceland was ice-covered, leaving no nunatak; (ii) Norddhal (1991) identified several ice-free areas in northern Iceland but none in the Deildardalur area; (iii) Ingolfsson (1991), Rundgren and Ingolfsson (1999) proposed a limited Weichselian glaciation with a probable ice-free zone over all the Tröllaskagi area, then in the highest part of Deildardalur. Field observations along the north-facing side of Seljadalur show heavily weathered rock slopes above 595 m a.s.l., which might be morphological evidence of glacial erosion below

Based on these observations, glacial erosion patterns along the Óslandshliðarfjöll and Hnjú-

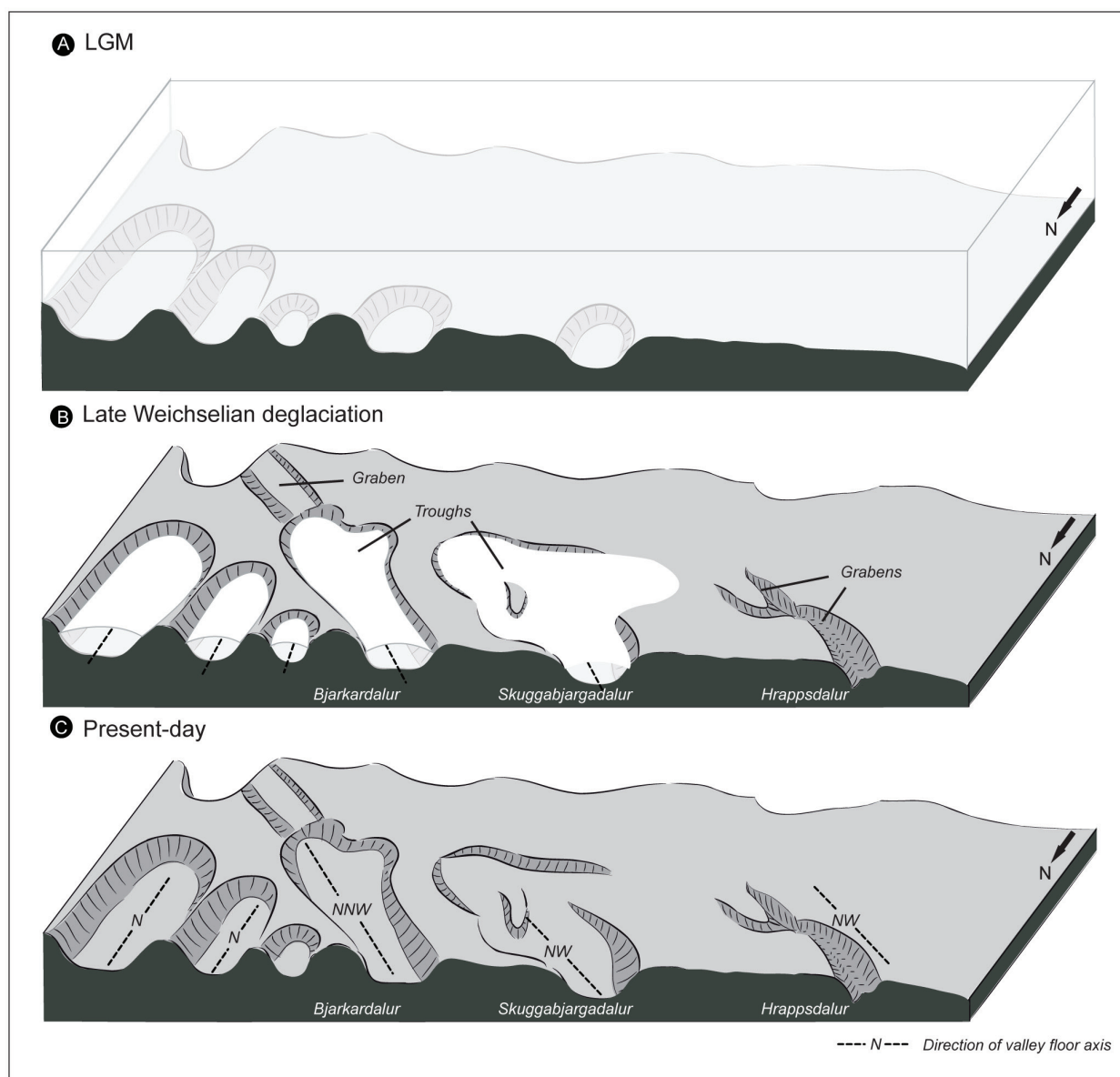


Fig. 8 - Interpretative sketch of the relief evolution along the Óslandshliðarfjöll and Hnjúkar ridges from the LGM to the present day. (A) Before the onset of the DSGSD, the north-facing edge of Hnjúkar was probably characterized by a common glacial morphology with small glacial cirques oriented perpendicular to the Deildardalur valley. (B) Note that the initial cirques of Skuggabjargadalur and Bjarkardalur were replaced by glacial troughs following the orientation of normal faults related to the DSGSD event. As the normal fault scarps developed mainly along a NW/SE orientation during the DSGSD, former cirques were probably transformed into troughs conserving the initial orientation of crestal grabens. (C) Present-day conditions.

a nunatak, indicating a trimline at this elevation. Lacking dating information, this apparent nunatak might have formed during the Late Weichselian or even Younger Dryas period. Trimline elevation in the Deildardalur valley is also consistent with glacial evidence found at an elevation of 535 m a.s.l. along the Óslandshliðarfjöll ridge (Figs. 4D and 5) giving a minimal estimation of the LGM glaciation along the lower ridge of Óslandshliðarfjöll while no glacial evidence was found at an upper elevation during the field survey on the Hnjúkar ridge. The glacier valley of Deildardalur probably reached an average elevation of 600 m, at least in its upper drainage area. The lower ridge of

Óslandshliðarfjöll was ice-covered at this time up to a minimal elevation of 535 meters. At an upper elevation, no glacial evidence was found during field investigations meaning that the upper ridge of Hnjúkar may have remained ice-free during the LGM (consistent with hypothesis (iii)), unless the upper plateau was dislocated by post-glacial macro-cryoclasts resulting in the dismantling of the Weichselian glacial till (consistent with either hypothesis (i) or (ii)).

4.4.2 Late Weichselian deglaciation

Beds of dark coarse foliated sand and subrounded gravel have been preserved all along

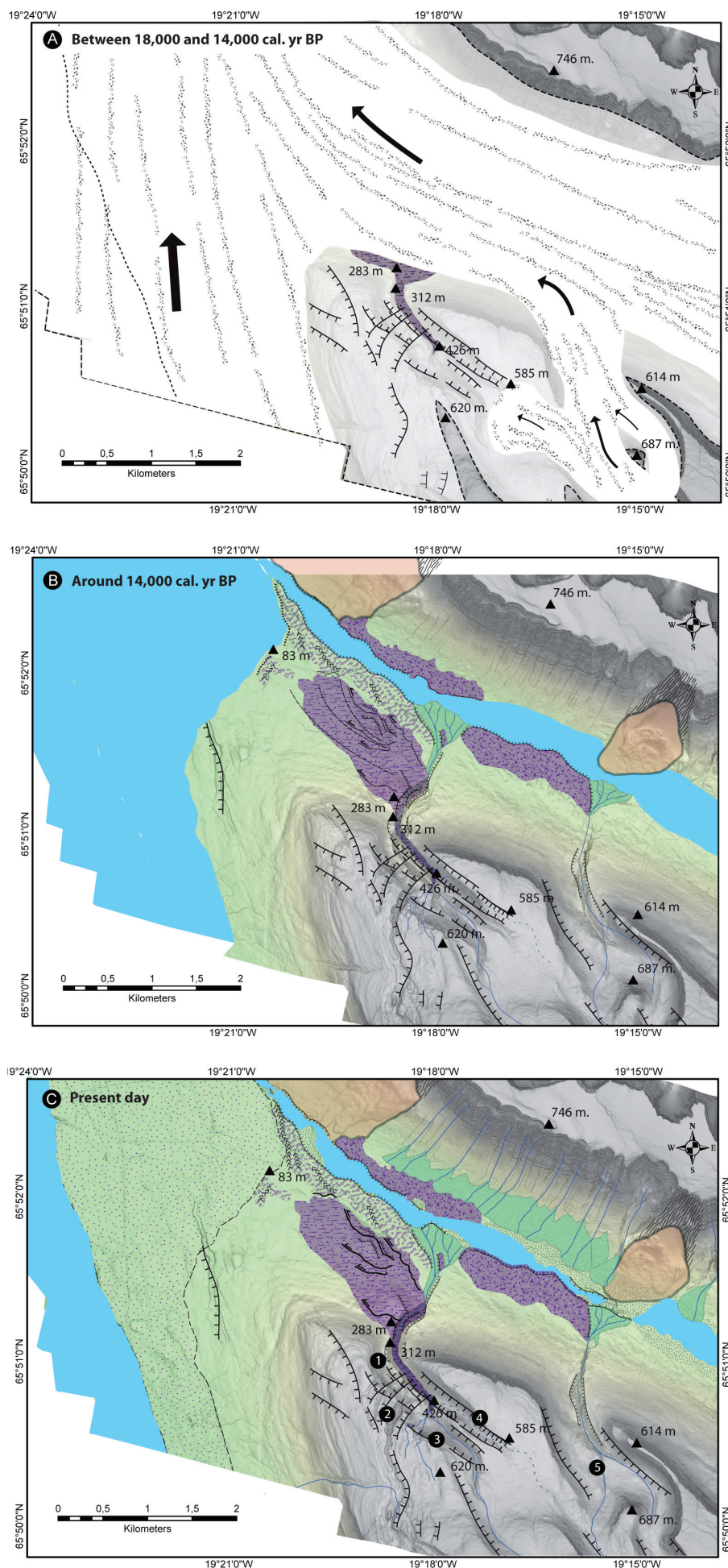


Fig. 9 - Kinematic reconstruction of the DSGSD along the ridge of Óslandshlíðarfjöll together with the reconstruction sequence of the Late Weichselian deglaciation at the snout of Deildardalur from the LGM to the present day. (A) As the ice stream receded from its northern position, the glacier outlets of Tröllaskagi experienced deep geometric changes with lowering of both their transversal and longitudinal profiles. The DSGSD was probably onset at this time when the Óslandshlíðarfjöll and Hnjúkar ridges experienced major topographic stress in relation to the deglaciation. At the confluence site of Hrappsdalur and Deildardalur, an approximate minimum ice thickness of 200 meters is estimated from the upper morainic terrace located at 283 meters. As the minimum LGM glacier elevation is estimated at 592 meters along the Óslandshlíðarfjöll, a minimum ice thickness decrease of 300 meters is estimated in the Deildardalur valley between the LGM and the first stage of the ridge-top failure. Even if glaciers were shrinking at this time, local glacier readvances were probably observed in relation to large topographic modifications enhanced by the DSGSD. Probably in a short period of time, Skuggabjargafjall experienced a glacial transfluence from a glacier rapidly growing into the narrow and shallow crestral grabens of Skuggabjargadalur. As melted waters from this glacial transfluence were routed in grabens 3 and 4, fluvio-glacial sediments rapidly filled the narrow graben of Hrappsdalur. Downstream, at the confluence location, the proglacial drainage of Hrappsdalur joined the meltwater drainage developed along the ice margins of the Deildardalur glacier at an elevation of 283 m a.s.l.. As grabens 3 and 4 display no evidence of glacial erosion, the glacial transfluence stage was probably short-lived with a maximum ice extent that probably did not exceed the mouth of graben 4. Consequently, the sedimentation of fluvio-glacial layers was probably achieved within a short time interval before the glacial flow was re-routed into Skuggabjargadalur. As the general lowering of the glacier continued, the DSGSD evolved into a series of narrow grabens that developed along a normal fault with a NE/SW orientation affecting the southern side of Hrappsdalur as well as its layers of fluvio-glacial sediments. (B) Large rock mass deformation of Óslandshlíðarfjöll and Hnjúkar was probably achieved at Bölling-Alleröd time while newly deglaciated coastal areas at the snout of Deildardalur experienced a marine transgression. A very high marine limit at an elevation of 83 m a.s.l. is recorded at the contact with the glacial and fluvio-glacial deposits abandoned by the receding glacier of Deildardalur. Located along the south-facing hillslope of Deildardalur, two rotational landslides were probably triggered at this time while the glacier or dead-ice bodies were still occupying the valley-floor of Deildardalur. Compared to the axis of the landslide scarp, the landslide deposit body has moved forward, suggesting that the debris body was partly deposited on a still active glacier flow. As the deglaciation continued, this marine stage was rapidly followed by a fall in sea level in relation to the onset of the post-glacial rebound. (C) Present-day conditions. Legend in Fig. 5.

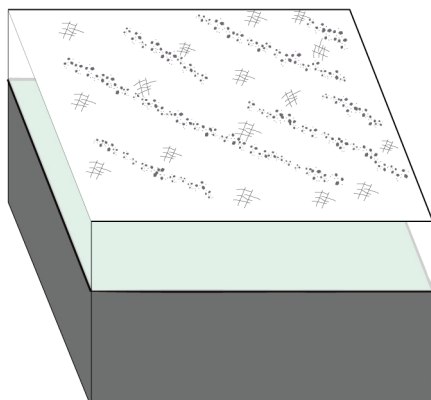
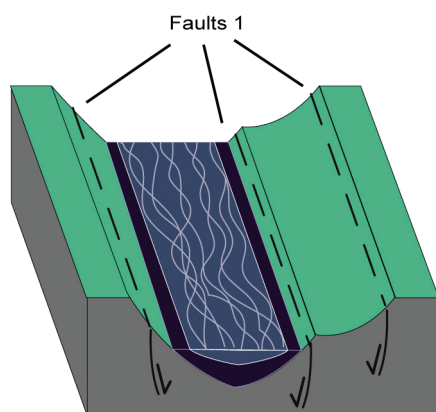
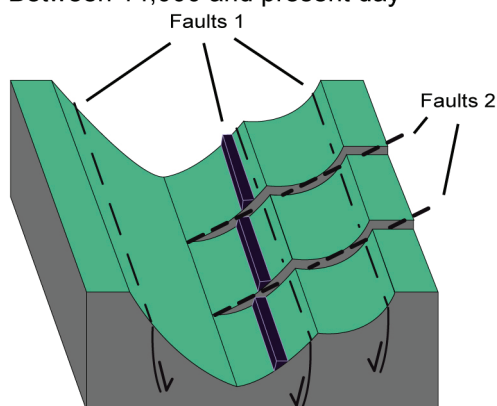
A Around 18,000 cal. yr BP**B** Between 18,000 and 14,000 cal. yr BP**C** Between 14,000 and present day

Fig. 10 - Simplified kinematic reconstruction of the DSGSD in Hrappsdalur from the LGM to the present day. (A) During the LGM, before the activation of the ridge-top splitting. (B) A stage of sediment infilling occurring in synchronicity or after the downthrow of the main graben. (C) A probable stage of reactivation affects the rock mass with the development of a second set of faults, perpendicular to the initial ones.

the southern slope of the Hrappsdalur valley, near the confluence with the Deildardalur valley and grabens 3 and 4, at an elevation of 426 m a.s.l. (Figs. 4E,G and 5). They are interpreted as fluvio-glacial sediments deposited during the Late Weichselian deglaciation (Figs. 9A and 10B). The lowest layers were found near the confluence with the Deildardalur valley, at an elevation of 312 m a.s.l., which most probably

corresponds to the elevation of a local base level associated with the Deildardalur glacier at the time of their deposition (Fig. 9A). This suggests that the Deildardalur glacier had an approximate thickness of 200 m at this position and at this time. This interpretation is supported by the presence of three morainic terraces, ranging from 135 to 283 m a.s.l. in elevation, at the confluence of Hrappsdalur and Deildardalur (Figs. 4J and 5). These morainic terraces are separated from each other by steep scarps approximately parallel to the valley. They are dissected by a dry channel striking E-W, suggesting that a meltwater drainage system was active along the ice margins of the Deildardalur glacier (Figs. 4J and 5). Based on this evidence, the morainic terraces are interpreted as Late Weichselian kames or lateral moraines of the Deildardalur glacier. As the elevation of the upper terrace (283 m a.s.l.) is consistent with that of the lower fluvio-glacial deposits (312 m a.s.l.), a stage of fluvio-glacial sedimentation in Hrappsdalur was probably synchronous with the formation of the highest level of lateral moraines in Deildardalur.

The formation of the fluvio-glacial sediment sequence in Hrappsdalur required meltwater supply from upstream glaciers. Grabens 3 and 4 are connected upstream to the small flat catchment area of Skuggabjargafjall, situated at an intermediate elevation between the lower Hrappsdalur valley and the upper glacially-incised Skuggabjargadalur valley. As the grabens in Hrappsdalur exhibit no evidence of glacial erosion, the fluvio-glacial deposits may be related to a stage of glacial transfluence from the Skuggabjargadalur glacier valley diverting meltwater into Skuggabjargafjall (Fig. 9A). This interpretation is supported by several observations. First, two partly dismantled drumlins and glacial striae were found on Skuggabjargafjall near the mouth of graben 4, displaying a NW orientation similar to that of the Skuggabjargadalur valley, suggesting that a stage of glacial transfluence may have occurred in relation to the opening and subsequent glaciation of the Skuggabjargadalur grabens (Figs. 4F and 5). Second, a knick point marks the confluence between grabens 3 and 4, consistent with a

glacial transfluence that occurred upstream on Skuggabjargafjall (Figs. 4H and 5).

The assemblage of glacial and fluvio-glacial features located at the confluence between Óslandshliðarfjöll and Deildardalur displays similarities with that described by Víkingsson (1978) in the south of Skagafjörður. Along a northwestward profile, the morainic terraces interpreted as kames or lateral moraines transformed into a partly dismantled esker and kettle anastomosing network that dammed the Deildardalur valley floor (Fig. 5). Following the interpretations of Víkingsson (1978), a similar orientation of eskers and dry meltwater channels suggests that both kame terraces or lateral moraines and fluvio-glacial deposits at the valley bottom probably formed at the same time as the Late Weichselian deglaciation.

4.4.3 Early coastal deglaciation

Rounded pebbles, interpreted as raised beach deposits, are observed along a very low gradient slope at the snout of the Deildardalur valley, up to an elevation of 83 m a.s.l.. The correlation with raised shorelines dated by Rundgren et al. (1997) in the north of Skagi peninsula suggests that they were deposited during the first marine transgression, at the Bölling-Alleröd time (Figs. 4K and 9C). An erosional contact is observed between the fluvio-glacial sediments and the raised beach deposits suggesting, firstly, that the fluvio-glacial sediments were probably deposited before the Bölling-Alleröd interstadial (Figs. 4L and 5) and, secondly, that the snout of the Deildardalur valley has not experienced a later glacial readvance. The Saksunarvatn ash tephra layer found in a log section, carried out in a bog depression overlapping raised beaches at the snout of the valley, gives a minimal age of 10.2 ka for the deglaciation of the western valley floor of Deildardalur (Figs. 4M and 5). This tephra was also found by Guðbergsson (1975) on the Bjarkardalur valley floor, near the confluence with the Deildardalur valley, indicating that the troughs located along the Óslandshliðarfjöll and Hnjúkar ridges were already ice-free in Preboreal times and have not experienced a later glacial readvance.

4.5 Kinematic reconstruction of the gravitational ridge spreading

Glacial till observed along the Óslandshliðarfjöll ridge is affected by the DSGSD (Figs. 4D and 5). This suggests that glacial till deposited during the Weichselian glaciation was affected by DSGSD after the LGM. This interpretation is also supported by the freshness of slickensides and angular clasts observed in graben 2 (Figs. 4B and 5).

Fluvio-glacial deposits, observed in the Hrappsdalur valley (Figs. 4E and 5), provide constraints on the timing of the DSGSD. The location of these deposits along the slope of graben 1 suggests that they were deposited after the activation of the DSGSD (Fig. 10B). According to these observations, the DSGSD probably occurred between the LGM and the formation of these fluvio-glacial sediments, which is thought to have taken place during an early stage of the Late Weichselian deglaciation.

Thus, the DSGSD spanned three to four thousand years, in response to the Late Weichselian deglaciation (Figs. 10 and 11). The onset of the DSGSD probably occurred during an early stage of this sequence of deglaciation, while the valley glacier of Deildardalur was still 200 m thick at the confluence with the fjord, but had already lost at least 300 m in thickness from the LGM (Fig. 9A). This DSGSD event thus occurred in response to the general lowering of the Deildardalur valley glacier, but the glacial reshaping of grabens indicates that smaller glaciers were still present at this time in Skuggabjargadalur and Bjarkardalur.

The fluvio-glacial deposits in Hrappsdalur are affected by normal faults with a NE strike, similar to grabens and fault scarps along the western slope of the Óslandshliðarfjöll ridge (Fig. 4B). This indicates that the main faults in Hrappsdalur, which strike NW, were overlapped by fractures of adjacent grabens (Fig. 4G). A younger age for the NE-striking faults than for the NW-striking ones is supported by the general aspect of the former, characterized by the freshness of slickensides on their walls

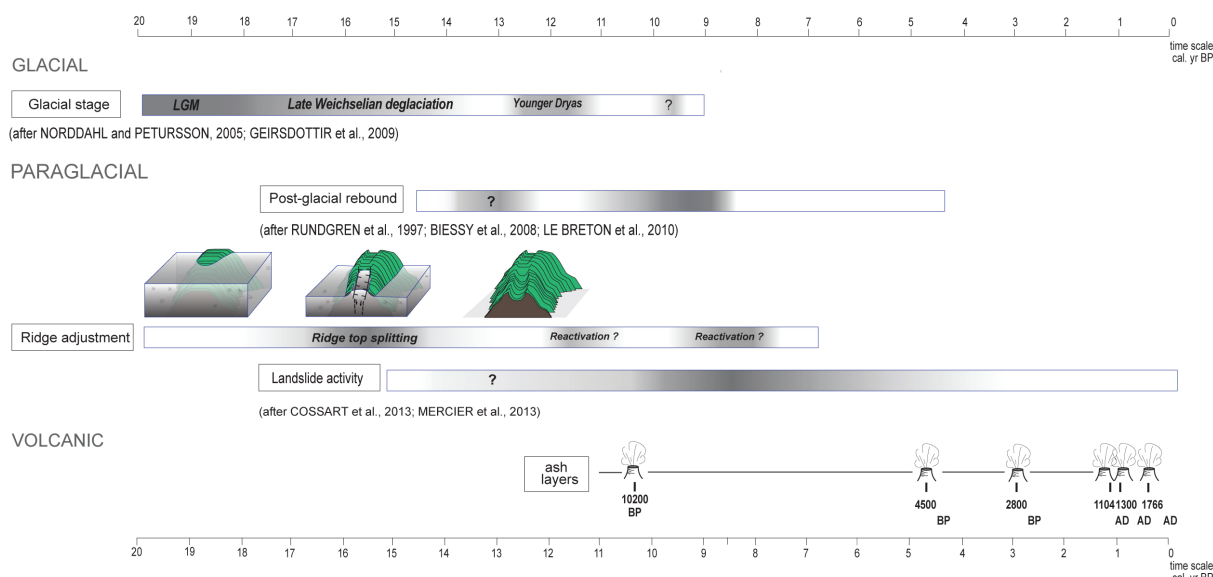


Fig. 11 - Chronological synthesis of the time constraint of the paraglacial ridge-top splitting in relation to other dynamics discussed in this study (Late Weichselian deglaciation, post-glacial rebound and landslide activity) – modified from Mercier et al., 2013.

and their infilling with angular clasts (Fig. 4B). DSGSD in this area thus involved successive stages of brittle deformation with different orientations (Fig. 10C).

5 Discussion

5.1 Drivers of paraglacial ridge adjustment

The initiation of paraglacial ridge readjustment processes, such as DSGSD and landsliding, have generally been attributed to ridge debuttrressing (Ballantyne et al., 2013; Ambrosi and Crosta, 2006), glacial erosion, i.e. valley deepening and slope steepening (Bachmann et al., 2009; McColl, 2012) or post-glacial rebound (Agliardi et al., 2001; Hippolyte et al., 2006; Cossart et al., 2013). However, the respective contributions of ridge debuttrressing, glacial erosion and post-glacial rebound to the development of paraglacial ridge readjustment processes remain unclear.

In the Skagafjörður area, the spatial distribution of paraglacial landslides does not fit with that expected for landslides induced by debuttrressing alone: most of them are located in the outer part of the fjord (Cossart et al., 2013), where maximal amplitudes of post-glacial rebound are thought to have occurred

(Van Vliet-Lanoë, 2005). On this basis, Cossart et al. (2013) argued that paraglacial landsliding was controlled predominantly by post-glacial rebound. This interpretation is supported by age determinations of some landslides, which fit the age of maximal velocity of the post-glacial rebound (Rundgren et al., 1997; Biessy et al., 2008; Le Breton et al., 2010; Mercier et al., 2013).

In contrast, our observations suggest that the DSGSD of the Óslandshliðarfjöll and Hnjúkar ridges was activated at an earlier stage of the Late Weichselian deglaciation. Thus, paraglacial readjustment of these ridges was probably first driven by glacial debuttrressing and perhaps reactivated later by post-glacial rebound.

5.2 Response time of DSGSD to deglaciation

Numerous authors have demonstrated that DSGSD is a slow-motion and irregular paraglacial readjustment process that can remain active for thousands of years (Agliardi et al., 2001, 2009; Bigot-Cormier et al., 2005; Hippolyte et al. 2009), or even tens of thousands of years (Cruden and Hu, 1993; Ballantyne, 2002; Ambrosi et al., 2006), after its initiation. Yet, the time lag between deglaciation and DSGSD activation remains poorly understood.

Our observations indicate that valley glaciers that surrounded the Óslandshliðarfjöll and Hnjúkar ridges shrank rapidly between 18 and 14 ka. The uphill-facing fault scarps are visible only along the southwest-facing hillslope of the Óslandshliðarfjöll ridge. In other instances of slopes affected by DSGSD, the lack of uphill-facing fault scarps has been attributed to fast ridge debuttreasing (Cossart et al., 2008; Mège et al., 2013). The lack of uphill-facing fault scarps on Óslandshliðarfjöll and Hnjúkar ridges thus supports the interpretation that DSGSD occurred in response to a fast post-LGM deglaciation of the Skagafjörður area. Moreover, this interpretation is consistent with marine core studies that have shown that the Late Weichselian deglaciation of the IIS was rapid (Ingolfsson, 1991; Norðdahl, 1991; Andrews and Helgadóttir, 2003; Norðdahl and Pétursson, 2005; Geirsdóttir et al., 2009).

Our observations also indicate that the DSGSD of the Óslandshliðarfjöll and Hnjúkar ridges started as soon as the surrounding valley glaciers had lost ca. 300 m in thickness. This supports the idea that complete deglaciation of valleys is not required to initiate DSGSD in adjacent ridges and that small amounts of valley glacier thinning are enough to activate DSGSD (Arsenault and Meigs, 2005). This inference is in good agreement with studies carried out in other deglaciated areas of the Earth and of Mars. Based on modelling and observations in New Zealand, McColl and Davies (2013) demonstrate that paraglacial deformation of a slope can occur while the slope is still partly buttressed by a glacier. In the central Italian Alps, Ambrosi and Crosta (2006) noted that several DSGSDs had an early post-glacial activity. In Valles Marineris (Mars), DSGSD-derived landslides were emplaced on dead ice bodies, indicating that deglaciation was not achieved at the time of DSGSD initiation (Mège and Bourgeois, 2011; Gourronc et al., 2014). In the Alps of Savoy, rapid ridge readjustment to deglaciation is suggested by ^{10}Be age measurements, which indicate that DSGSD fault scarps experienced more than 4 m of slip between the LGM glaciation and 8800 ± 1900 years BP (Hippolyte et al., 2009). In British Columbia,

Evans and Clague (1994) observed gravitational spreading features induced by the lowering of the Melbern glacier surface by 400–600 meters. In southwest British Columbia, Bovis (1982, 1990) estimated that a lowering of the Affliction glacier by only 100 meters from its Little Ice Age maximum was responsible for the opening or renewal of several fractures, elongated grabens and uphill-facing scarps, all features indicative of DSGSD.

5.3 Impact of DSGSD on glacial trough development

On the basis of reported glacial erosion rates (0.1 mm a^{-1} to 1 mm a^{-1}) (Benn and Evans, 1998), the development of cirques by glacial erosion alone would require tens to hundreds of thousands of years (Evans, 2006; Geirsdóttir et al., 2007). With regard to these glacial erosion rates, Turnbull and Davies (2006) demonstrate that the duration of Quaternary glaciations is generally too short to explain the size and width of many glacial cirques in the world. Such low glacial erosion rates are also inconsistent with our own observations in Iceland; if the Skuggabjargadalur trough is assumed to have been carved between the Late Weichselian (18 ka) and the minimal age of deglaciation (10.2 ka), a minimal glacial erosion rate of 20 mm/year is required. This high glacial erosion rates suggests that DSGSD may increase significantly the efficiency of glacial erosion and that a positive feedback loop between glacial erosion and paraglacial DSGSD may control the development of troughs in formerly glaciated regions.

By documenting a large slope deformation in the Olympic Mountain (Washington, USA), Tabor (1971) was probably one of the first authors to focus on the impact of DSGSD on subsequent glacial readvances. He suggested that the presence of shattered rock in valley walls affected by rock slope deformation can facilitate the work of glacial scour during subsequent glacial readvances and thus can considerably increase glacial erosion rates.

In the Alps, Leith et al., (2014) proposed that extensional fractures due to subglacial stresses may increase glacial erosion rates by assisting plucking and consequently may play a key role in trough formation. Even if a subglacial origin is assumed for the development of these extensional fractures, the mechanism proposed by Leith et al. (2014) is consistent with our interpretation that paraglacial fractures along Skuggabjargadalur and Bjarkardalur may have considerably increased glacial erosion rates and facilitated subsequent trough formation.

Turnbull and Davies (2006) suggested that bedrock topographic depressions produced by deep-seated mass-movements may exert a strong influence on the distribution of ice during subsequent glaciations and thus may control the formation of glacial cirques. By assuming that cirques can be initiated by rock slope readjustments during the paraglacial transition rather than by glacial erosion alone, they provided a robust theoretical model for the making of glacial landscapes over repeated glacial/paraglacial stages. This model is in very good agreement with our observations, which suggest that the Skuggabjargadalur and Bjarkardalur troughs developed from Late Weichselian paraglacial mass-movements.

6 Conclusion

The Óslandshliðarfjöll and Hnjúkar ridges exhibit crestal grabens and uphill-facing fault scarps, which are suggestive of DSGSD. This paraglacial ridge readjustment occurred in response to fast deglaciation during the Late Weichselian, probably between 18 and 14 ka. The post-LGM vertical displacement along the normal fault system is estimated at 50 m along the Hnjúkar ridge. The DSGSD was mainly driven by glacial debuttressing induced by an average lowering of 300 m of the glacier surface in the Deildardalur valley. The snout of the Deildardalur valley was probably deglaciated in the Bölling-Alleröd interstadial period and the Deildardalur glacier has not encountered later glacial readvance. The reshaping and wide-

ning of the Skuggabjargadalur and Bjarkardalur troughs by glacial erosion is thought to be controlled by the post-LGM large-scale ridge-top splitting process, indicating that the trough of the Bjarkardalur valley has experienced a glacial deepening of 180 m in only a few thousands of years (probably spanning 18 to 10.2 ka).

In accordance with these interpretations and results, this paper highlights a fast-processing response of the paraglacial ridge debuttressing, which probably occurred in synchronicity with the post-LGM deglaciation. It suggests that a lowering of only a few hundreds of meters of valley glaciers is required to generate DSGSD processes. This paper also reveals the efficient contribution of paraglacial ridge readjustments to carving out glacial landscapes, by guiding the work of glacial erosion along DSGSD-induced crestal grabens and by aiding its efficiency along surfaces deeply weakened by the DSGSD. Furthermore, the large-scale gravitational ridge-spreading event described here is, to our knowledge, one of the first to be documented in coastal mountain areas of Iceland. Further investigations are required to record these paraglacial ridge processes in the Skagafjörður area in order to assess fully the potential link between ridge and slope readjustments in the form of rock slope failures and to provide new insights into relationships between glacial erosion and paraglacial DSGSD over repeated glaciation/deglaciation cycles.

Acknowledgments

We thank Susan Conway and the NERC Airborne Research and Survey Facility for obtaining the air photography and LiDAR data on which part of this paper relies.

The LiDAR data and aerial photography were collected by the UK's NERC ARSF (Natural Environment Research Council) using financial support from the EUFAR (European Facility for Airborne Research) project «ICELAND_DEBRIS-FLOWS», in collaboration with Susan Conway (Open University, UK). The authors thank Ca-

rol Robins for editing the English text. We are also grateful to Þorsteinn Sæmundsson (Natural Research Center, NW Iceland) for logistics assistance and especially Helgi Páll Jónsson for his valuable help and advice regarding tephra layers in Skagafjörður. Funding was received from OSUNA (CNRS UMS 3281), supporting the project “Icelandic and Martian paraglacial mass-movements: comparative analyses”. Financial support was also provided by the Institut Universitaire de France through the program “Arctic facing climate change: analyses of geomorphological paraglacial crisis” and by the CNRS-GDR3062 “Polar mutations”. Valuable comments and thoughtful review, provided by Samuel McColl and Matias Ghiglione were highly appreciated.

65°48'00" North

19°44'00" West

APARAGLACIAL MASS-MOVEMENT ORIGIN FOR CIRQUES: A CASE STUDY FROM NORTHERN ICELAND



Vue sur le massif du Tindastóll depuis la rive orientale du Skagafjörður

CHAPITRE 3



CHAPITRE 3

Article accepté dans *Geomorphology***Article history:**

Received 15 April 2015
 Accepted with revision
 16 July 2015
 Received in revised form
 14 August 2015

Julien Coquin (1, 4, 5), Denis Mercier (1, 2, 4, 5), Olivier Bourgeois (3, 4),
 Armelle Decaulne (4, 5)

(1) Université de Nantes, CNRS Laboratoire LETG-Nantes-Géolittomer UMR 6554, France
 (julien.coquin@univ-nantes.fr, denis.mercier@univ-nantes.fr, armelle.decaulne@univ-
 nantes.fr)

(2) Institut Universitaire de France

(3) Université de Nantes, CNRS, UMR 6112, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes, France

(4) Observatoire des Sciences de l'Univers Nantes Atlantique (OSUNA, CNRS UMS 3281), France

(5) CNRS - GDR 3062 «Mutations polaires», Besançon, France

Highlights

- A methodology for pre-incision surface reconstructions and excavated volume calculations
- A significant influence of paraglacial rock slope failures (RSF) on the shaping of cirques
- The Quaternary glacial erosion rates range between 0.02 to 0.17 mm.yr
- The shape and size of cirques reflect the number of glacier fluctuations rather than the duration of glaciations
- Glaciers are efficient conveyor agents for evacuating RSF deposits

Keywords:

Glacial – Rock slope failure – Gravitational spreading – Deglaciation – Erosion rates

Abstract

In this paper, we propose to consider the potential influence of paraglacial mass-movements on the shaping of cirques. Located in Northern Iceland, the Tindastóll range provides a suitable location to address this issue. We propose (i) to reconstruct the pre-incision surfaces of cirques and RSF cavities based on contour lines and calculate their excavated volumes, (ii) to determine from the overall excavated cirque volume whether it is potentially related to paraglacial or glacial processes. Such an approach provides useful tools (i) to quantify the contribution of paraglacial RSF activity to the carving of cirques after the Late Weichselian deglaciation and throughout the duration of the Quaternary and (ii) to derive strictly glacial erosion rates for the Quaternary period. The results point out the significant influence of RSF activity on shaping cirques. RSFs can promote the development of cirques: (i) by creating large source area cavities along the main valley slopes, in which glaciers easily develop during a subsequent glaciation and (ii) once cirques are already shaped, by activating second-order RSFs along the cirque walls promoting the widening and deepening of cirques during subsequent glaciations. The results also reveal Quaternary cirque glacial erosion rates ranging from 0.02 to 0.17 mm yr⁻¹. In the light of these findings, it is more convincing to consider cirque glaciers (i) efficient preparatory factors to destabilize adjacent slopes during deglaciation, (ii) efficient conveyors to transport and evacuate the RSF deposits produced by paraglacial slope instabilities during subsequent glacier readvances and (iii) potential, but not necessarily predominant, erosive agents of the cirque bedrock during glaciation.

1 Introduction

Characterized by typical flat-floored depressions surrounded by steep walls (Evans, 1974), cirques are one of the most spectacular erosional landforms and dominate the glacial scenery over many mountain ranges worldwide. The classic glacial theory in geomorphology considers that glaciers are one of the most effective geomorphic agents in the making of the glacial scenery of mountain ranges (Helland, 1877, Penck and Brückner, 1904). However, the influence of glaciers on the making of cirques is an old and controversial issue, specifically in regard to the rates and processes involved. Most glacial models of cirque development assume a dominance of glacial erosion processes (i.e. plucking and abrasion, Galibert, 1962; White, 1970) while periglacial models give primary importance to the action of frost processes (i.e. frost weathering along the rockwall, Johnson, 1904; Gardner 1987; Hooke, 1991; Sanders et al., 2012) and nivation processes (Matthes, 1900 ; Lewis, 1939 ; Embleton and King, 1975). In both cases, all the models are based on the assumption that the formation of cirques is strictly related to the cold environment of the Quaternary and that their shape and size reflect the intensity and duration of glaciations. Accordingly, numerous studies have used the geometry of cirques as a proxy for Pleistocene equilibrium line altitudes (ELAs) or paleo-climate reconstructions (Olyphant, 1977; Meierding, 1982; Porter, 2001; Brook et al., 2006; Delmas et al., 2014; Principato and Lee, 2015).

Many uncertainties remain, however, in the classic glacial theory of cirques, which postulates rather than demonstrates their glacial origin. Perhaps the most significant problem in demonstrating that glacial denudation agents (i.e. plucking and abrasion) are predominant in the shaping of cirques concerns the rates of the processes involved. Based on a review of glacial rates strictly related to the carving of

cirques, Benn and Evans (1998) found that the cirque erosion rates are ranged between 0.008 to 0.8 mm yr for the cirque deepening and enlargement. In a review of 400 glacial denudation rates published in literature, Delmas et al. (2009) found erosion rates that can exceed 1 mm/yr. Most of these high rates are obtained from measurements of ice margin sediment volumes (Glasser and Hall, 1997), or from measurements of meltwater sediment fluxes (reviewed by Hallet et al., 1996) which also include non-glacial processes. These estimates provide significant insights into global denudation processes but they are insufficient to demonstrate clearly the effectiveness of glacial processes as they mostly include very long time-span intervals and thus a variety of processes (some of which include chemical denudation) that can act during both glaciation and deglaciation. Direct measurements on present-day glaciers are sparse (Boulton, 1982) given the difficulty of carrying them out on bedrock still hidden by ice.

Glaciers are efficient at eroding their bedrock in selective locations, but Turnbull and Davies (2006) demonstrates that most reported cirque glacial denudations rates are too low to explain the size and shape of cirques given the total duration of the Quaternary glaciations. They resolve the problem of the incompatibility of cirque erosion rates with the shape and size of present day cirques by proposing that cirque can be rapidly initiated within the topographic depressions formed by the cavity of deep-seated mass-movements. Furthermore, cirques have been described in mountain ranges that have not experienced Quaternary glaciations (Sparrow, 1974) suggesting that non-glacial processes involved in the making of these cirques might also have affected other mountain ranges, whether they have undergone glaciations or not. Above all, several authors have drawn attention to structural controls (i.e. lithological and/or tectonic, Etlicher, 1986; Evans, 1994, 2006; Hughes et al., 2007) or links between the inheritance of pre-relief concavity and cirque distribution (Huguet, 2008; Delmas et al., 2014) highlighting that cirque formation is not driven solely by climate processes.

The values of glacial rates related to the

carving of cirques quoted by Benn and Evans (1998) contrast with highly efficient paraglacial processes that affect slopes and ridges adjacent to receding glaciers during or after deglaciation (Bovis, 1990; Ballantyne, 2002; Ballantyne et al., 2014; Jarman, 2006; Hewitt, 2009; Kellerer-Pirklbauer, 2010; McColl, 2012). Increasing attention has been paid to paraglacial slope instabilities, including slow-motion bedrock deformations in the form of deep-seated gravitational slope deformations (DSGSD) (Savage and Varnes, 1987; Chigira, 1992; Ambrosi and Crosta, 2006; Agliardi et al., 2009; Bachmann et al., 2009; McColl, 2012; Crosta et al., 2013; Jaboyedoff et al., 2013), or more rapid movements in the form of catastrophic slope failures (i.e. landslides and rock-avalanches, Ballantyne and Stone, 2004; Ballantyne et al., 1998; Jarman, 2006; Ostermann et al., 2012; Mercier et al., 2013). The term rock slope failure (RSF) was proposed to encompass these processes (Ballantyne, 2013), which are amongst the most destructive phenomena observed on both terrestrial and extra-terrestrial surfaces.

Here, we explore the hypothesis that the misfit between the time required by glacial erosion to carve out cirques and the duration of the Quaternary glaciations can be resolved by integrating the variety of RSF instabilities induced by the recession of glaciers during deglaciation. RSFs can deeply modify the geometry of deglaciated slopes (Arsenault and Meigs, 2005; Jarman, 2009; Ballantyne, 2013) and produce cavities in which glaciers can subsequently rapidly develop (Turnbull and Davies, 2006). Issues remain however to clarify the role of paraglacial mass-movements on the shaping of cirques.

Is it possible, on the bases of empirical support, to demonstrate that paraglacial mass-movement can exert a significant influence on the making of cirques? Can the influence of mass-movements over repeated glacial-paraglacial cycles on the shaping of cirques be clarified? Can an overall contribution of paraglacial mass-movement on the cirque development be estimated?

With their typical scenery of widespread plateaus dissected by a broad variety of cirques, the high-latitude coastal mountains of Nor-

thern Iceland provide an ideal location to address these issues. Firstly, plateaus facilitate accurate reconstruction of pre-incision surfaces. Secondly, RSFs are widespread in these mountains, mainly in the form of landslides and rock-avalanches. In Iceland, the RSFs are thought to be mainly triggered after the end of the Weichselien, in relation with the shrinking of the Icelandic ice-sheet (Jónsson, 1957). The hypothesis of a paraglacial origin for the main RSF activity in the Skagafjörður area is also supported by recent investigations (Pétursson and Sæmundsson, 2008; Mercier et al., 2013; Cossart et al., 2014; Feuillet et al., 2014) which suggest that RSFs probably occurred after the Late Weichselien deglaciation. Thirdly, the relatively homogeneous lithology of Northern Iceland and its simple tectonic structure provide an excellent opportunity to isolate glacial and paraglacial controls on cirque development. Our objectives are to: (i) identify and map the geomorphic features related to glacial and paraglacial sequences, (ii) calculate volume and erosion rates for glacial and paraglacial sequences on the basis of their related erosional features, (iii) discriminate glacial and paraglacial signatures in complex cirque systems and estimate their respective contribution to the shaping of cirques.

2 Study area

2.1 Local setting

The study area is part of a coastal mountain range in Northern Iceland located in the Skagi Peninsula, which is bound by the Skagafjörður in the east and the Húnaflói in the west.

The Skagi peninsula strikes NNW-SSE and extends over 55 km. Its mean elevation is comprised between 500 and 600 m a.s.l. and locally culminates at 1042 m a.s.l. In this study, we examine in detail the Tindastóll ridge located along the northeasternmost part of the Skagi mountain range. The Tindastóll ridge extends over 16 km and strikes NNW-SSE between Skagafjörður in the east and the glacial valley of Laxárdalur in the west. The ridge culminates at

1000 m a.s.l. in its southern part and its elevation decreases to about 600 m a.s.l. in its northern part. The ridge is a plateau deeply dissected by cirques alternately located on its east-facing and west-facing slopes, which gives an undulating planform aspect to the preserved plateau (Fig. 1). The cirques strike mainly east/west, with the noticeable exceptions of 1st-order cirque 1 and 2nd-order depressions located in cirques 4 and 7, striking north/south.

The Tindastóll ridge is located at the outer margin of a dismantled rhyolitic central volcano (Decaulne et al. 2007). The bedrock consists of an upper tertiary sequence of basic, intermediate and acid volcanic products with thin interbedded sedimentary layers (Sæmundsson, 1979; Långbacka and Gudmundsson, 1995; Kristjansson et al., 2004). Along the eastern slope of the ridge, the lava pile is affected by a dyke and fault assemblage that developed mainly 3-7 Ma when a paleo-rift was active in Skagafjörður (Garcia et al., 2003).

2.2 Pre-Quaternary benchmark surface

Glacial erosional features, such as flutes, striae and elongated streamlines indicative of active subglacial erosion, are widespread over most valley floors in Northern Iceland (Bourgeois et al., 2000), but these same features are not observed on the adjacent plateau. The sharp rim separating cirques from the adjacent plateau also suggests that the erosive agents reached their highest levels in cirque depressions but left the surrounding slopes barely touched. During glaciations, the plateaus of Northern Iceland were probably occupied by low erosive cold-based ice domes, preserving the relief rather than rejuvenating it. Based on these observations, we assume that the plateaus of Northern Iceland have probably conserved a topographic surface inherited from pre-Quaternary time and provide a good benchmark surface to estimate volumes and rates of processes involved in the shaping of cirques during the Quaternary.

3 Methodology

3.1 Mapping erosional landforms

Erosional landforms were identified from field investigations and remote imagery. Accurate geomorphological mapping was achieved by exploiting a high-resolution imagery dataset obtained from an airborne survey including: (i) color aerial orthophotographs and (ii) a 1x1 m resolution DEM generated from airborne laser altimeter (LiDAR) measurements. As the northernmost part of the study area was not covered by the airborne survey, the 30x30 m resolution ASTER DEM (METI and NASA) and high-resolution aerial imagery from Loftmyndir ehf., available online, were used. Topographic maps of Iceland produced by Mál og Menning were also used to complete the cirque mapping. The LiDAR data were collected and processed by ARSF-DAN and the resulting point-cloud was transformed into a gridded digital elevation model (DEM) using LAsTools. The aerial images were orthorectified and mosaicked using Agisoft Photoscan.

Due to the high-resolution remote datasets used for the study together with the excellent state of freshness of most erosional features of interest, an accurate delimitation of these features was possible. Interpretative aspects were nonetheless part of the mapping processes and need to be clarified:

- Cirques were drawn following the most commonly used topographic criteria based on the three break-in-slopes generally observed along a longitudinal cirque profile (i.e. the upper cirque edge, the cirque headwall footslope, and the shoulder step connecting the hanging cirque to the downward valley; Evans and Cox 1974, 1995). As the cirques are located on the edges of a plateau, the upper proximal parts were easily drawn with high accuracy. Difficulties arose mostly at distal locations in some places where the topographic break-in-slope connecting a hanging cirque floor to the adjacent valley side was unclear. If the bedrock step was partly dismantled by steep gullies connec-

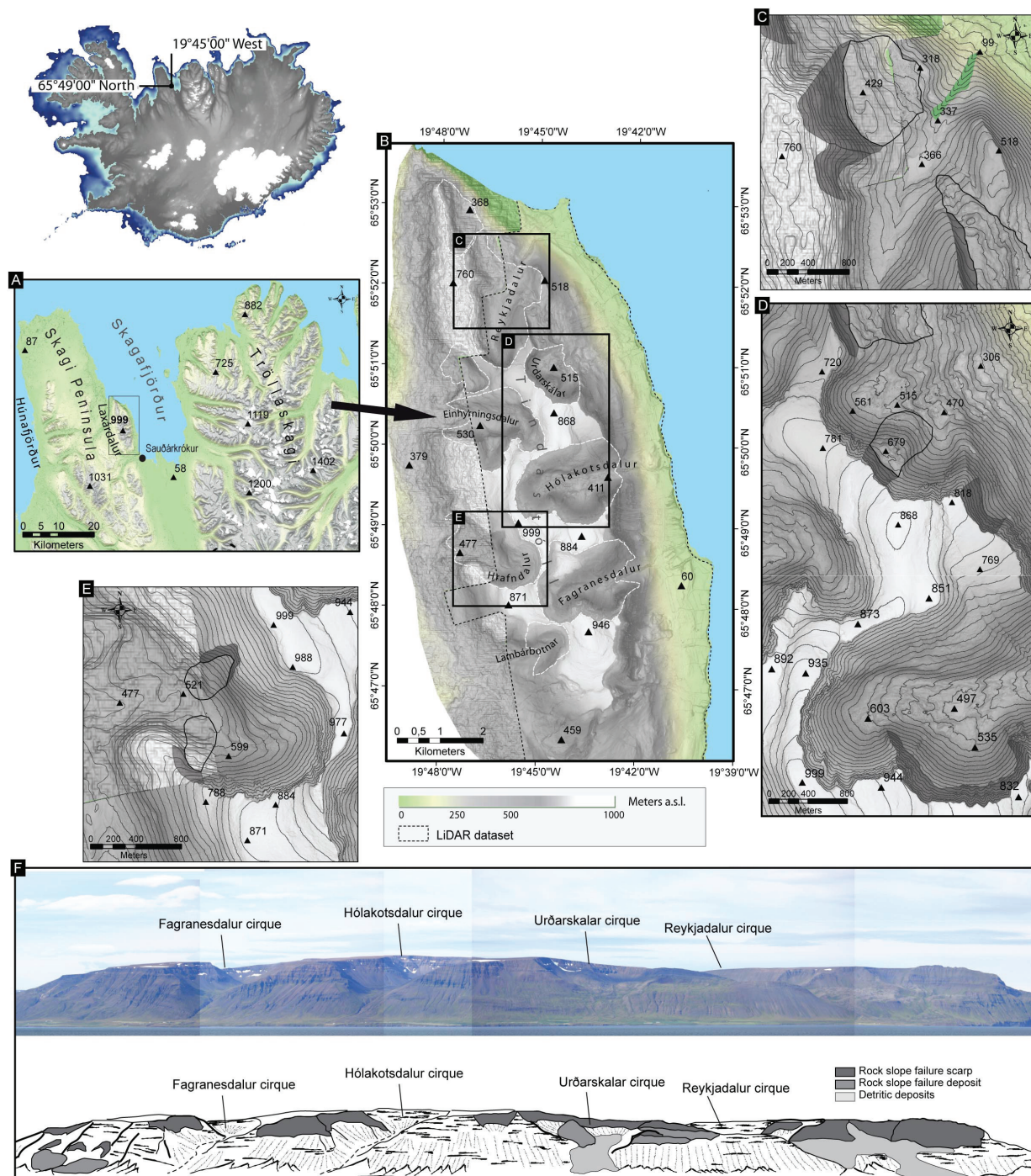


Fig. 1 - (A) Location of the study area on the ASTER elevation map with superimposition of elevation (color ramp) and slopes (gray shade ramp). (B) Location of the three studied areas along the Tindastóll ridge on the LiDAR elevation map with superimposition of elevation (color ramp) and slopes (gray shade ramp). (C), (D), (E) Focus on the three studied areas along the Tindastóll ridge. (F) Panoramic snapshot of the east-facing slope of the Tindastóll ridge taken from the east side of Skagafjörður together with an interpretative sketch of the main geomorphic features.

ting the hanging cirque floor to the adjacent valley floor, the drawing of the cirque followed the upper rim of these gullies. In the case where the valley shoulder was buried under sediments smoothing the evanescent break-in-slope, the cirque was delimited by using the closest contour line from the topographic map of Iceland.

- For cavities related to RSFs, the drawing was mainly driven by using DEMs. RSF scars ex-

hibit the same characteristics as cirques, with a generally steep break-in-slope along the upper rim. Difficulties arose, however, in the case of RSFs where the basal part of cavities remained partly buried by the deposits, preventing their accurate delimitation.

3.2 Morphometric variables

Morphometric variables for cirques were defined after Evans and Cox (1974) and Delmas et al., (2014). The length l is measured along the line that bisects the cirque from the proximal cirque headwall to the shoulder step delimiting the distal part of the cirque floor (the bisector). The width w is taken as the maximal distance between opposite sidewalls (measured along a line orthogonal to the bisector). For cirques, the amplitude a is the differential elevation between the cirque headwall (calculated at the intersection point with the bisector) and the lowest point reported on the cirque floor, while for RSFs, the amplitude corresponds to the greatest differential elevation between the headscarp rim and the floor of the cavity.

3.3 Paleo-surface reconstruction and volume calculation

To compute the excavated volume for each of the cirques and RSF cavities previously identified, a step-by-step methodology was built, based on a reconstruction of the paleo-topography of the initial surface.

This reconstruction of pre-incision surfaces relies on several linked assumptions including (i) low erosion rates on the plateaus during glacial conditions, (ii) plateaus represent preserved relicts of pre-Quaternary surfaces, (iii) the “missing” surfaces of eroded cirques are assumed to be flat surfaces aligned on the present-day elevation of the surrounding plateau and (iv) erosion processes involved in the “missing” volumes of cirques were only active during the duration of the Quaternary. Even if the plateau was preserved from glacial denudation processes during the Quaternary, it has experienced significant gravitationally-driven deformations resulting in its present-day stair-cased aspect. In settings where gravitational deformation has deeply modified the initial geometry, the pre-deformation topogra-

phy of the plateau was reconstructed together with the paleo-surface of the adjacent cirques to preclude the contribution of gravitational spreading to the cirque geometry.

The reconstruction based on a contour-interval method enhanced the high-resolution paleo-surface definition as contour lines provide robust information about the shape and geometric aspect of the topographic surface (Fig. 2). The first step consisted of deriving the contour lines from the DEMs, with respect to their spatial resolution (with 10-m intervals for the LiDAR DEM and 20-m intervals for the ASTER DEM, respectively). Sections of contour lines coinciding with erosional features were replaced by new ones (white dots - Fig. 2). The shape and curvature of these manually-drawn lines continued the shape and curvature of adjacent contour lines (black lines – Fig. 2) to fit as much as possible with the pre-incision surface and preserve the general aspect of the contour lines (Fig. 3B). Where the two adjacent portions of contour lines ended in the

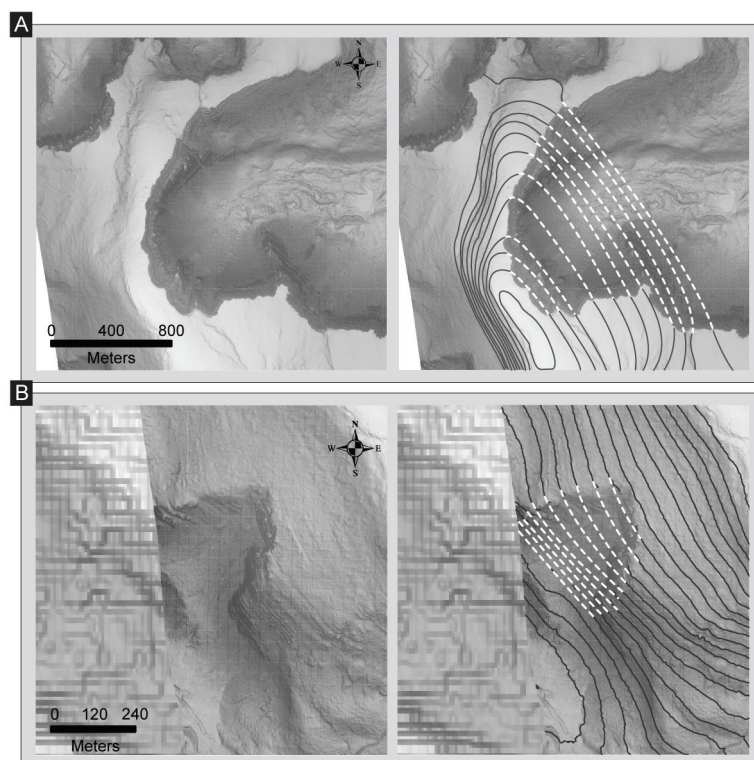


Fig. 2 - (A) Reconstruction of paleo-isolines of surfaces dissected by cirques. (B) Reconstruction of paleo-isolines of surfaces dissected by RSF cavities. Paleo-isolines are reconstructed on the basis of 10-m isoline contours derived from LiDAR and ASTER DEMs

same concave or convex curvature angle, the drawing of the missing isoline followed the same curvature. Inversely, where the adjacent part of a contour line ended in an opposite cur-

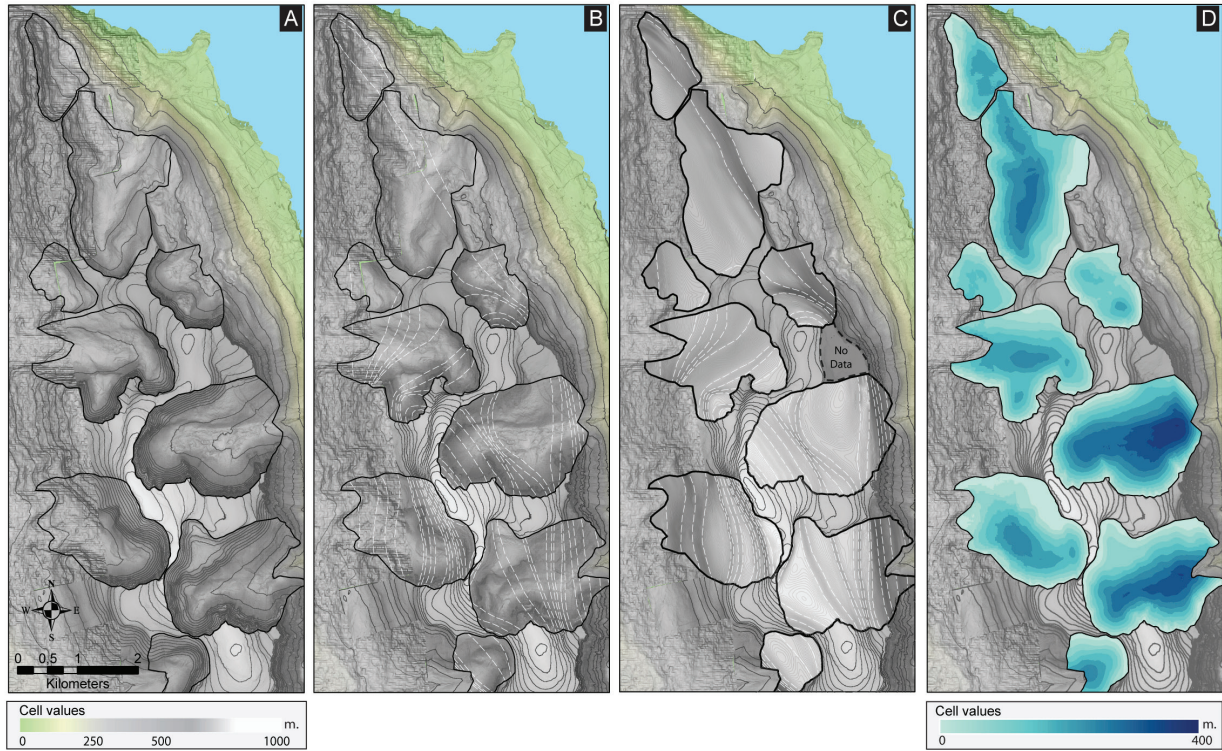


Fig. 3 - Estimation of eroded volumes from cirques based on the reconstruction of the paleo-plateau. (A) Each cirque is delimited on the present-day LiDAR-DEM. (B) Paleo-isolines corresponding to the pre-incision of glacial cirques are drawn (Fig. 6). (C) The paleo-DEM is derived from reconstructed isolines with a cell resolution of 5x5 m. (D) Volume of eroded material is then calculated for each cell by subtracting cell values of the present-day LiDAR DEM from the reconstructed paleo-DEM.

vature angle, the line was drawn conserving a concave to convex shape to fit with the curvature ends of the adjacent isolines.

Paleo-DEMs were then generated for each erosional feature corresponding to the reconstructed pre-erosion surfaces (Fig. 3C). The paleo-DEMs were performed using the Topo to Raster tool from ArcGIS™, which is specifically designed for local interpolation based on contour lines (Hutchinson, 1993). To attenuate resolution disparities between the LiDAR and ASTER DEMs, a 5x5-meter cell size was assigned to the paleo-DEMs.

For comparison purposes, elevation values of paleo-DEMs and present-day LiDAR and ASTER DEMs were extracted to a calibrated 5x5 m grid before being re-assigned to new DEMs, displaying both similar spatial boundaries and similar spatial resolution with a 5x5 grid size resolution, using a bilinear interpolation method (suitable for interpolation based on a regularly positioned point dataset). Thus calibrated, the DEMs can be evaluated for each cell by subtracting cell values of the present-day DEMs from those of the paleo-DEMs using the GIS spatial operator tool (Raster Calculator tool - ArcGIS™) providing the difference in elevation calculated

for each cell (Fig. 3D). Finally, zonal statistics and volume can be obtained for each feature (Tables 1 and 2). The volume is given by:

$$V = \sum_{i=1}^{i=n_{\text{bcell}}} (Z_{\text{initial}(i)} - Z_{\text{final}(i)}) \{ \text{cellsize} \}^2 \quad (1)$$

where $Z_{\text{initial}(i)}$ is the elevation value of the paleo-DEM, $Z_{\text{final}(i)}$ is the elevation value of the present-day DEM, n_{bcell} is the number of DEM cells and cellsize^2 is the cell area (25 meters).

3.4 Estimation of erosion rates derived from the excavated volume of cirques

The excavated volume of cirques was used to derive Quaternary denudation rates. Our approach postulates that the geometry of cirques is the result of the combination of both glacial and paraglacial denudation processes, alternating during the succession of glaciation and deglaciation cycles throughout the Quaternary. This assumption has several implications for estimating the time during which the cirques developed. It involves (i) estimating an

approximate starting benchmark from which cirque formation is initiated (i.e. the onset of a glaciation-deglaciation cycle), (ii) subtracting from this maximal duration, the Pleistocene time-span during which processes involved in shaping cirques were ineffective (i.e. during interstadial sequences). Indeed, we assume that the cirque development is only restricted to the period of glaciation (i.e. when glacial erosion processes are active) and to the short interval of time following the deglaciation (i.e. the paraglacial period during which the main RSF activity along deglaciated slope occurs). The cirque development may cease after the end of this paraglacial sequence, during interstadial conditions, when both glacial processes and paraglacial mass-movements are not active.

The first glaciations occurred in Iceland around 5 to 3 Ma but probably consisted of minor and local ice-fields as their deposits have only been identified over restricted highland areas (Geirsdóttir et al., 2007). An age of 2.5 Ma has been estimated for the oldest glacial deposits found on the northern coast of Iceland, in the Tjörnes peninsula (Geirsdóttir and Eiríksson, 1994). Based on this observation, an upper bound of 2.5 Ma was assumed for the start of cirque initiation in the study area. Since then, around 18 major glaciations have been recorded in Iceland following a progressive increase in ice-sheet activity (Geirsdóttir et al., 2007). Seven glaciations were documented during the last 1.5 Ma in Eastern Iceland. In Northern Iceland, the Tjörnes stratigraphy supports the increasing ice-sheet activity that occurred after 1 Ma, at the Mid-Pleistocene transition, in relation to the transition from the 41 ka to 100 ka Milankovitch cycle-driven glaciations (Eiríksson, 1985; Raymo et al., 1989; Geirsdóttir and Eiríksson, 1994, 1996; Paillard, 2015). To summarize, interstadial conditions predominated between 2.5 and 1 Ma while glacial conditions dominated after 1 Ma with the development of 100 ka glacial sequences interrupted by 10 to 30 ka interstadial sequences. On the basis of these observations, glacial conditions may have prevailed during approximately half of this 2.5 Ma Pleistocene sequence. Thus, a 1.25 Ma time-span is assumed for the glacial/

paraglacial sequence.

Erosion rates can then be derived for cirques from:

$$E_1 = \left(\frac{V}{At} \right) \quad (2)$$

where E_1 is the overall erosion rate, V is the volume of the cirques, A is the area of the cirques and t the duration associated with the cirques (with a value of 1.25 Ma). In such an approach, the cirque erosion rate includes both glacial and paraglacial processes. Accordingly, it does not strictly correspond to a glacial erosion rate.

3.5 Assessing the contribution of paraglacial RSF activity to cirque shaping

RSF cavities provide a simple and useful proxy to estimate the contribution of the last paraglacial sequence to the present-day cirque geometry. When RSF cavities are included in the perimeter of cirques, the contribution of RSF to the present-day cirque geometry can be calculated. The RSF contribution is defined as the ratio between the volumes of RSF cavities included in the perimeter of the cirque and the volume of this cirque. From this calculation, an overall RSF contribution is extrapolated for a defined number of glaciation-deglaciation cycles. This overall RSF contribution ratio is given by:

$$P = C.n \quad (3)$$

with C the RSF contribution previously calculated and n the number of glaciation and deglaciation cycles that presumably occurred during the Quaternary (with a defined value of 18 corresponding to the minimal number of major glaciations estimated in Iceland since 2.5 Ma; Geirsdóttir et al., 2007). This extrapolation approach postulates that the volume of RSF cavities produced during each paraglacial sequence is constant, but this postulate is obviously reductive (the implications and limits

of this assumption are discussed part 4.5.2). Nevertheless, it provides a benchmark (i) to estimate the number of glaciations and deglaciations required to produce the present cirque shapes and (ii) to discriminate paraglacial from glacial processes and their relative contribution to the shaping of cirques.

Then, the volume related to glacial processes can be extrapolated. It is given by:

$$G = V - P \quad (4)$$

In addition, the strictly glacial erosion rates in the shaping of cirques can be re-evaluated:

$$E_2 = \left(\frac{G}{At} \right) \quad (5)$$

where E_2 is the strictly glacial erosion rate, A the surface area of the cirque and t the time elapsed for the shaping of the cirque (with a chronology of 1.25 Ma).

Finally, the time required to carve out a cirque on the basis of glacial erosion can be estimated by:

$$t = V / E_2 \quad (6)$$

where V is the excavated volume from the cirque and E_2 is the strictly glacial erosion rate.

ranging from 910 to 1910 m and 790 to 2340 m, respectively (Table 1). As values of l (ranging between 183 and 591 m) are smaller than l and w , cirques are mainly fan-shaped and elongated in planform but relatively shallow in amplitude. These observations are supported by high scores obtained for l/a and w/a ranging from 2.3 to 6.7 and from 3.1 to 5.5, respectively (Table 1). This also suggests that processes involved in both lateral and backwall retreat were much more significant than those involved in downwearing in the overall shaping of cirques of the Tindastóll ridge.

The transversal profiles performed on LiDAR and ASTER DEMs, perpendicular to the elongated N/S axis of the Tindastóll, emphasize an unsteady ratio between missing and relict surfaces. In some cases, most of the paleic surfaces have been removed, given the deep incision of cirque 4 (profile D-D' – Fig. 4), cirque 5 (profile F-F' – Fig. 4) and cirque 7 (profile G-G' – Fig. 4). In others, the pre-Quaternary inherited surfaces are still well preserved, given the relative short incision of cirque 3 (profile B-B' – Fig. 4), cirque 2 (profile C-C' – Fig. 4) and cirque 8 (profile H-H' – Fig. 4). Such differences in shapes and sizes are also reflected in the calculated volumes of cirques (Table 1): the small ones (cirques 2, 3 and 8) logically record the smallest volumes (ranging between 83.3 and 120.98 x 10⁶ m³) while others range between 320.18 and 772.84 x 10⁶ m³.

4.2 A plateau affected by gravitational spreading

4.2.1 Gravitationally-driven fault reactivations

4.1 A plateau deeply dissected by cirques

In planform, cirques exhibit a wide variety of shapes and sizes (Table 1), from simple features that are also the smallest ones (with surface areas less than 1.2 x 10⁶ m² - cirques 2, 3 and 8) to large ones (with areas larger than 2.5 x 10⁶ m² - cirques 1, 4, 5, 6 and 7). The variety of features, in terms of both shape and size, is also reflected by various l and w values

The Tindastóll ridge is affected by an assemblage of brittle deformation features extending over the whole mountain range. Such deformations have already been described in the Skagafjörður area (Cossart et al., 2014; Coquin et al., 2015) and numerous studies have pointed out the strong influence of glacier geometric changes during deglaciation on the activation of such ridge instabilities (e.g. Beck,

4 Results

Feature ID	Area (10 ³ m ²)	Length (m)	Width (m)	Amplitude (m)	Volume (10 ⁶ m ³)	l/w	l/a	w/a
CIRQ_1	3469	2320	1890	346	563.87	1.2	6.7	5.5
CIRQ_2	729	980	910	183	83.3	1.1	5.4	5.0
CIRQ_3	1197	790	1590	350	120.98	0.5	2.3	4.5
CIRQ_4	2595	2010	1850	359	360.49	1.1	5.6	5.2
CIRQ_5	3644	2340	1910	591	772.84	1.2	4.0	3.2
CIRQ_6	2817	2180	1510	492	320.18	1.4	4.4	3.1
CIRQ_7	3322	1990	1880	547	545.85	1.1	3.6	3.4
CIRQ_8	823	950	1060	321	105.78	0.9	3.0	3.3

Table 1 - Morphometric criteria and volume of cirques

1968; Bovis, 1982; Ballantyne, 1986, 1991, 1992, 1997, 2002, 2008; Savage and Varnes, 1987; Chigira, 1992; Jarman, 2006; Mege and Bourgeois, 2011; McColl, 2012; Ballantyne and Stone, 2013; Crosta et al., 2013; Jaboyedoff et al., 2013; Coquin et al., 2015). These brittle deformation features comprise an assemblage of fault scarps positioned perpendicular to the main slope, which divides the plateau into a stair-cased assemblage of flat surfaces separated from each other by scarps (Figs. 5 and 7C and D). This topographic aspect, commonly observed in mountain ranges affected by gravitational spreading (Agliardi et al., 2001), is outlined by the transversal profiles drawn from the LiDAR DEM (profiles D-D', E-E' and H-H' – Fig. 4). The fault scarps are partly traceable on both sides of cirque walls, on the adjacent plateau, suggesting that the faults developed before the opening and development of the cirques (Fig. 8). They strike mostly north and thus are sub-parallel to the adjacent valleys, which is in good agreement with a gravitationally-induced deformation. However, this orientation coincides with that of the dyke and fault assemblage related to the Skagafjörður paleo-rift (Långbacka and Gudmundsson, 1995; Bourgeois et al., 2005; Johannesson and Sæmundsson, 2009). These similar orientations suggest that gravitational spreading is controlled by the tectonic assemblage, but the vertical displacements expressed in the present-day plateau topography remain hard to reconcile with a purely tectonic origin as the tectonic activity of the Skagafjörður paleo-rift ceased 3 Ma ago (Garcia et al., 2003), before the onset of Quaternary glaciations (Geirsdóttir et al., 2007). The deformations observed on the Tindastóll ridge are

consistent with recent and local reactivations of a fault system inherited from rifting before 3 Ma. Such local reactivations can be triggered by gravitational spreading induced by deglaciation. The inherited rifting fault assemblage is thus a major predisposing factor for later gravitationally-driven paraglacial deformation.

4.2.2 Gravitational spreading signature in cirques

The ridge deformation related to gravitational spreading has also exerted a significant influence on the shaping of cirques. This can be specifically illustrated in the case of cirque 1, which displays a N/S orientation similar to that of the gravitational deformation previously described, suggesting that cirque 1 first developed into an initial crestal graben related to gravitational spreading (Fig. 8B and C). Close links between cirque shape and inherited crestal graben are also observed in cirques 4 and 7. While these display a main W/E orientation, secondary cirques with a N/S orientation have developed in close association with the N/S fault scarp system, also suggesting that the paraglacial ridge deformation guided the action of glacial erosion along weaknesses during subsequent glaciations (Figs. 5 and 7C).

Ridge deformations with significant vertical displacement along inherited faults, associated with highly erosive RSF events, can also favor destroying cirque walls instead of shaping them. For example, when the overall backwall recedes along main slopes, given the highly erosive paraglacial readjustments that outweigh the efficiency of processes involved in the sha-

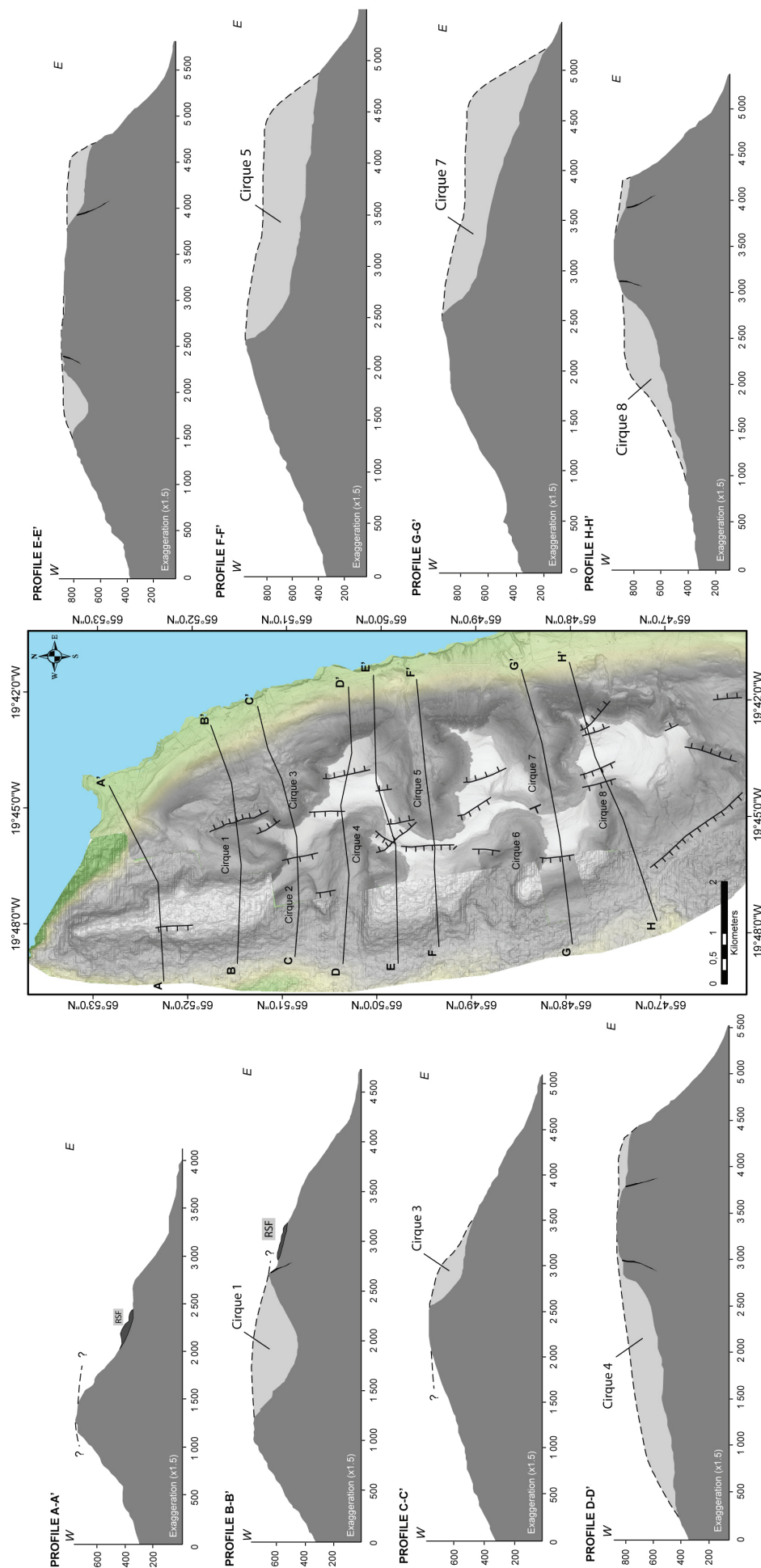


Fig. 4 – Present-day transversal profiles (in dark gray) performed on ASTER and LiDAR elevation models together with pre-incision profiles (in light gray) obtained from reconstructed paleo-DEMs.

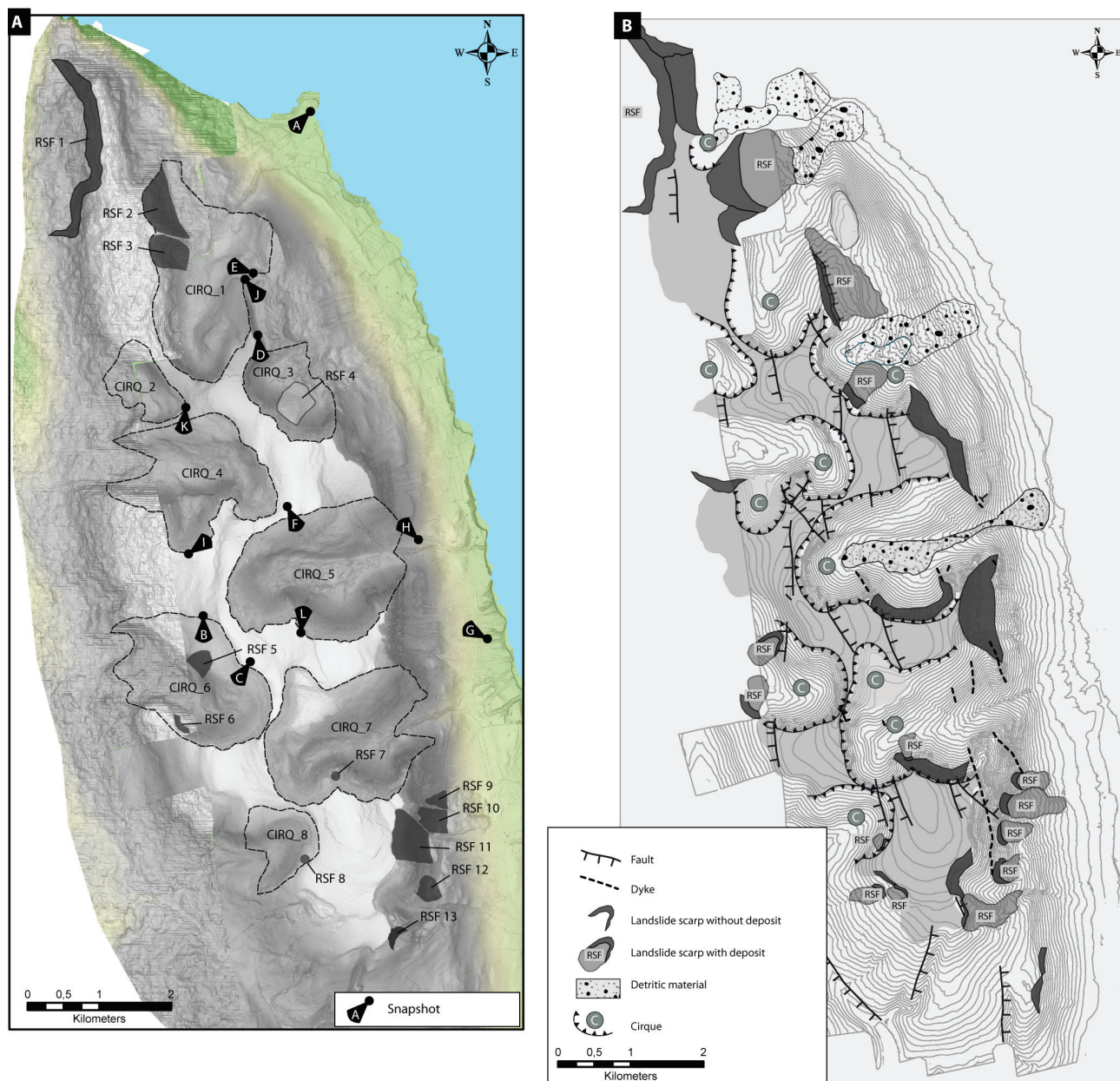


Fig. 5 - Overall physiography together with a geomorphological map of the Tindastóll ridge. (A) LiDAR and ASTER DEMs of Tindastóll mountain with location of pictures taken during field investigations (Fig. 3) and feature references for which volumes have been estimated (Tables 1 and 2). (B) Geomorphological map of the Tindastóll mountain showing the main glacial-paraglacial related features

ping of the cirque, the cirque incision and further development cannot keep pace with the widening of valleys of higher order. Such differences in rates of destructive processes can explain the absence or potential destruction of cirques in the northern part of the study area (profiles A-A' and B-B' – Fig. 4).

4.3 RSF signature in cirques

4.3.1 Post-glacial RSFs in cirques

Evidence of RSFs is widespread over all of the study area (Figs. 5 and 6A, C, D and E). Fifteen RSF cavities connected to landslide debris were identified, ranging from 59 to 5567 x 10³ m² in surface area and from 0.08 to 12.88 x 10⁶ m³ in volume of displaced material (Table 2), indicative of a wide variety of RSF sizes. The preservation of the RSF deposit at the base of

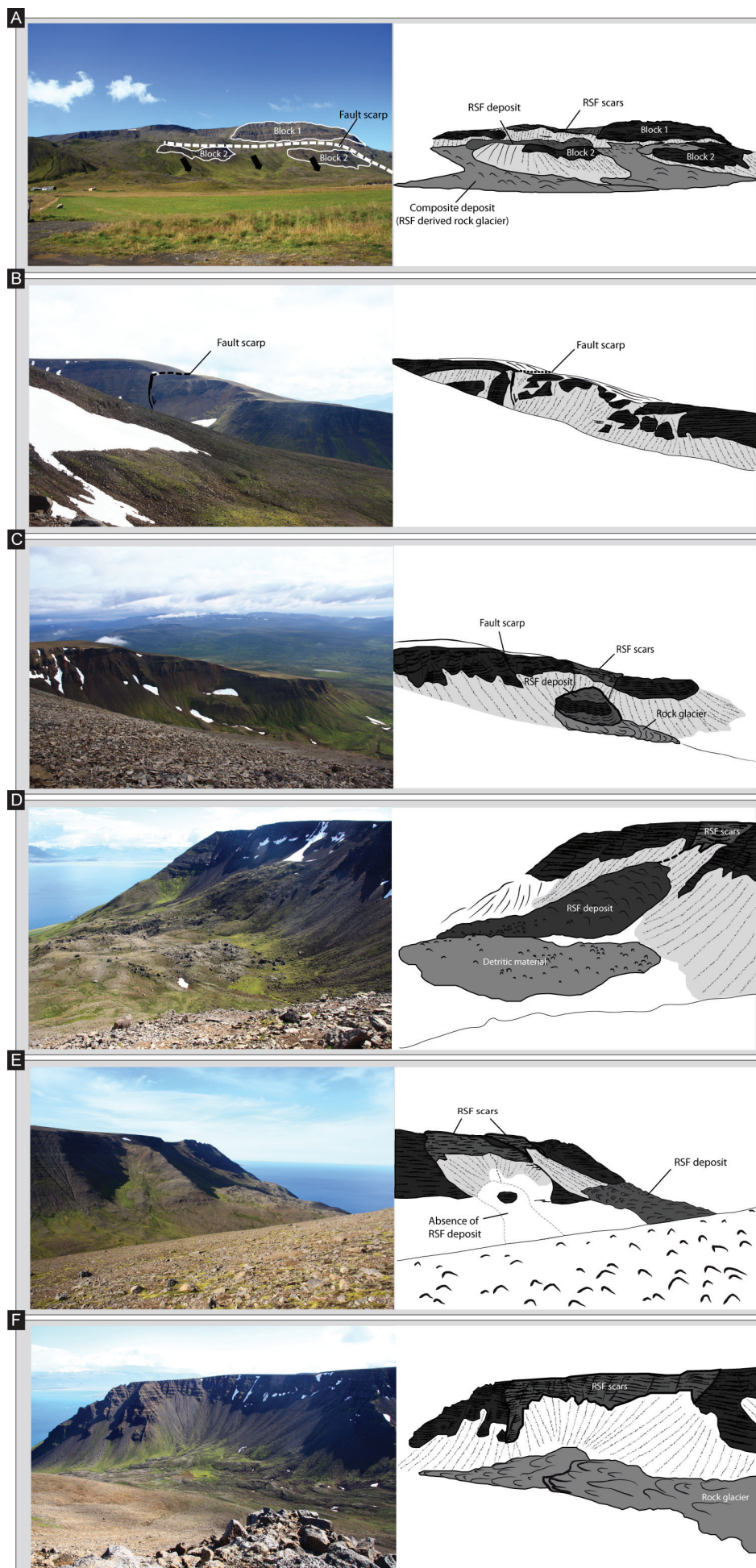


Fig. 6 – Views of the geomorphological features of interest along the Tindastóll ridge together with their interpretative sketches. (A) The snout of cirque 1 viewed toward the southwest. The slope is deeply affected by vertical displacements and RSFs. Note the significant downward displacement of block 2. (B) The north-facing sidewall of cirque 6, looking south. The cirque wall is affected by normal faulting striking north. Note the stepped topographic surface in the extension of the fault in the southward direction indicating the tectonic origin of the scarp. (C) The same cirque wall viewed from the opposite sidewall at an upper location, looking southwest. Note the backwall receding triggered by a rotational landslide (RSF-6) giving an arcuate aspect in planform to the southern part of the cirque. (D) Cirque 3 viewed toward the south. Note that the cirque headwall is affected by a post-glacial translational mass-movement (RSF-4) altering its linear aspect. (E) The west-facing slope at the snout of cirque 1, viewed from the opposite sidewall. The linear aspect of the cirque wall is altered by two cavities suggestive of RSFs. Note the absence of deposit at the base of the cavity situated on the left, suggesting that the RSF occurred (i) coevally with the last deglaciation sequence when the cirque was still occupied by a glacier, hence the supraglacially emplaced RSF mass body was rapidly conveyed by the glacier or (ii) during a previous interstadial stage and removed by subsequent glacier readvances. (F) The north-facing wall of cirque 5. Note the linear headscarp with a poorly defined short lateral scarp indicating that an old RSF event occurred but has since been reglaciated (i) partly eroding the RSF lateral scarp/cavity and (ii) completely removing the RSF debris runoff.

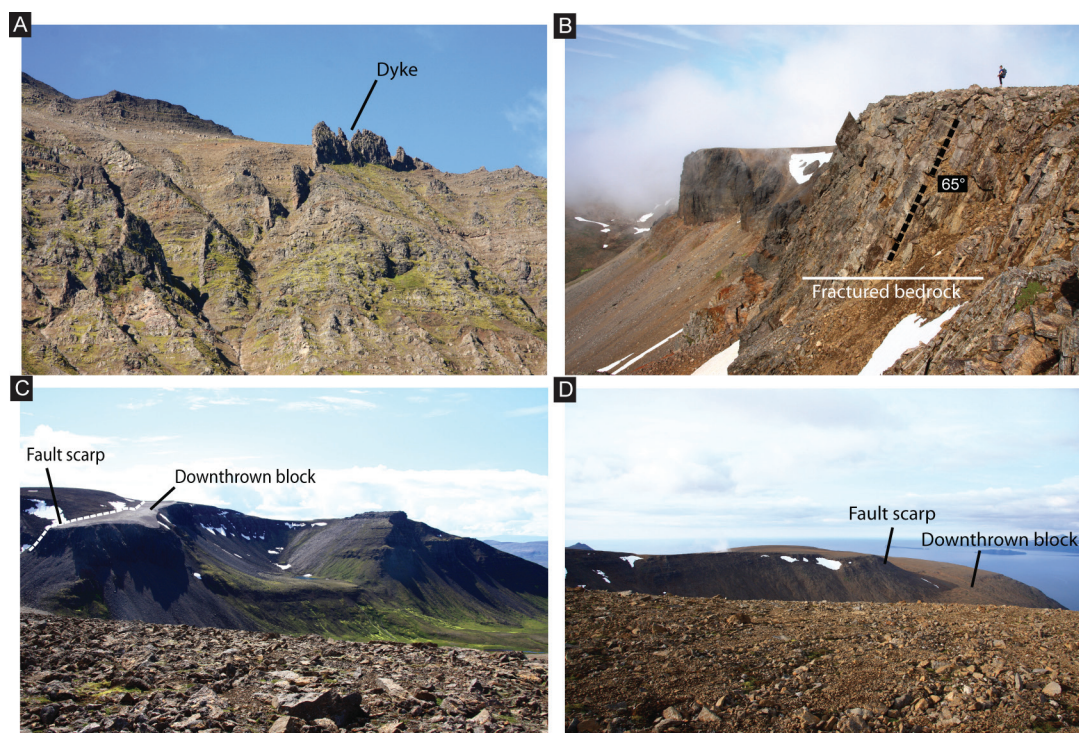


Fig. 7 - Views of the geomorphological features of interest along the Tindastóll ridge (A) Dyke lineament incorporated in the basaltic trap observed along the main east-facing valley slope, adjacent to Skagafjörður. Note the contrastive dipping between dyke and lava pile. (B) The south-facing wall of cirque 4. Note that the cirque incision has revealed an intensely sheared rock material within a fault zone area. (C) and (D) A succession of stepped flat surfaces separated by a steep scarp positioned perpendicular to the main slope and decreasing from the inner to the outer part of the ridge. This topographic surface assemblage gives the Tindastóll ridge transversal profile a typical stair-cased pattern, commonly observed in areas affected by gravitational spreading. Thus, this stair-cased assemblage is interpreted as the topographic expression of an en-echelon fault system spreading all over the Tindastóll with a set of blocks being downthrown given the vertical displacement along the fault system. These displacements probably correspond to gravitationally-induced fault reactivation occurring in the context of deglaciation.

these cavities suggests that the RSF events occurred after complete deglaciation and have not since been removed by later glacier readvances. Six of these post-glacial RSF cavities are located along the cirque walls, exerting a direct influence on the overall excavated volume of cirques.

Although high landslide susceptibility in an area affected by DSGSD has been seen elsewhere (Capitani et al., 2013), establishing a genetic link between the RSFs observed in the study area and the more diffuse brittle deformations is difficult. Nonetheless, a general overview of the spatial distribution of the RSFs reveals that their cavities are mostly emplaced along valley walls striking north, suggesting that the failure planes of the RSFs are controlled by the pre-existing tectonic assemblage (Figs. 8, 9B and C).

4.3.2 Evidence of older RSF events in cirques

In addition, several depressions very similar to these RSF cavities but without deposits were

observed in the spur end and at confluence locations analogous to RSF cavities. This observation supports the interpretation that these RSF cavity-like depressions are probably also related to RSF events. The absence of deposit at their base is probably due to removal by subsequent glacier readvances, suggesting that RSF activity also occurred during a prior deglaciation stage. Such old RSF activity was documented mainly along the south-facing slope of cirque 1 (Figs. 5 and 6E) and the north-facing slopes of cirques 4 and 5 (Figs. 5 and 6F). In cirques 4 and 5, the irregular and arcuate aspect of the rim (in planform) together with the steep slope gradient suggest that significant parts of the cirque wall are paraglacial in origin but have since been partially reshaped during subsequent glacier advances. In cirque 1, the scarp is well preserved and only the RSF deposit is lacking, suggesting that the RSF event probably occurred while the cirque floor was still occupied by a glacier during the final stage of deglaciation.

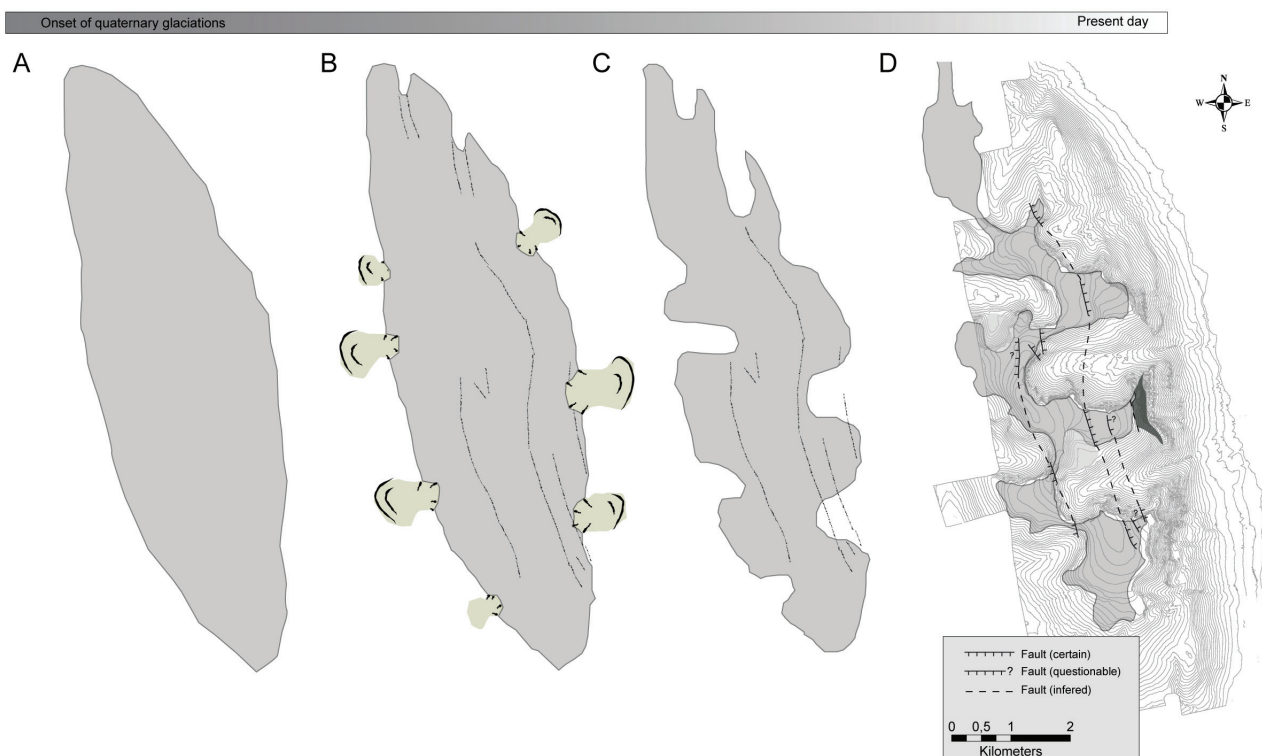


Fig. 8 - Simplified sketch of the Tindastóll relief evolution over successive glacial-paraglacial stages (in planform). (A) Paleo-plateau before the onset of the Quaternary glaciations. (B) First incision of the plateau edge by large-scale RSFs driven by gravitational spreading rock slope deformations, which affect the basaltic plateau in the context of deglaciation (paraglacial sequence). (C) Glacial erosion concentrates along depressions generated by previous RSF events and crestal grabens. Such an initial depression allows expansion of glacial troughs and cirques (glacial sequence). (D) Present-day relief of the plateau deeply dissected by large cirques formed by the complex interplay of glacial and paraglacial processes

Feature ID	S_1 (10^3 m^2)	S_2 (10^3 m^2)	S_3 (10^3 m^2)	Amplitude (m)	Volume (10^6 m^3)
RSF 1 _b	488	5 079	5 567	--	--
RSF 2	435*	626	1 061	73	12.88
RSF 3	224*	--	--	67	7.27
RSF 4	40	197*	237	77	7.57 _a
RSF 5	86*	112	198	55	1.96
RSF 6	24*	104	128	15	0.24
RSF 7	12*	47	59	30	0.2
RSF 8	13*	--	--	15	0.08
RSF 9	50*	92	142	30	0.37
RSF 10	122*	241	363	46	1.81
RSF 11	303*	100	403	76	9
RSF 12	89*	74	163	44	1.54
RSF 13	37*	257	294	48	0.86

Table 2 - Morphometric criteria and volumes of RSFs

4.4 Reconstructed cirque genesis and development under the action of paraglacial instabilities

Slope and ridge instabilities reach their maximal intensity during the recession of glaciers. The stress redistribution along the debuttressed valley slopes can generate the opening of new tension cracks and joints in bedrock. The whole ridge can also experience large-

scale rock mass deformation induced by gravitational spreading, producing crestal grabens, scarps and counterscarps (Fig. 9B). At a regional scale, the glacial unloading induced by ice-sheet melting may be followed by an increase in seismic activity due to viscoelastic adjustments of the mantle and subsequent crustal deformations (Jull and McKenzie, 1996). Acting together, stress debuttressing and seismic shaking may promote the development of a wide variety of instabilities along deglaciated slopes, from minor rock falls to large RSFs. The gravitationally-driven fault reactivation may also act as a precursor of large scale RSFs along the main valley slope adjacent to Skagafjörður and Laxárdalur (Fig. 9C).

The openings of large cavities, from which the material has been removed by the RSF event, provide a good location for glaciers to develop during subsequent glaciation. Once the initial cavity is formed by the RSF, glaciers can then assist the shaping of the cirque. The development of tension cracks, joints and fractures, which occurred along debuttressed rockwall in the context of deglaciation, can

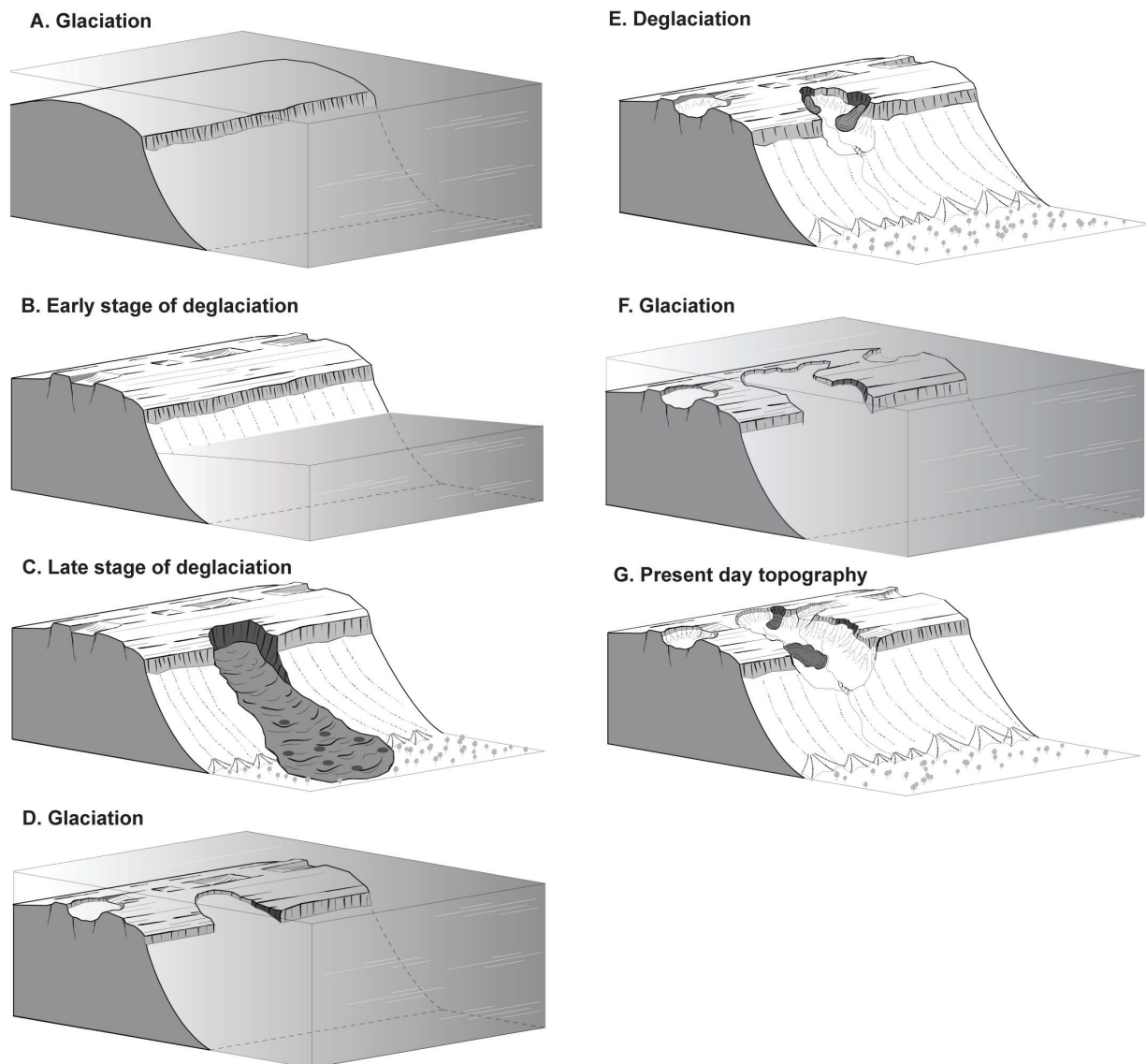


Fig. 9 - Interpretative 3D sketches showing the role of paraglacial ridges and slope destabilization processes in trough/cirque genesis and further development. The present-day footprint of glacial cirques along the Tindastóll ridge is interpreted as being controlled by initial topographic depressions formed under the action of large-scale paraglacial ridges and slope destabilization processes (DSGSDs and RSFs). (A) Full-glacial condition. (B) Gravitational spreading process coeval with deglaciation (first step of paraglacial readjustment sequence). Note the initiation of near-surface fractures and crestal grabens, mainly parallel to adjacent valley slopes. (C) Cirque initiation assisted by deep-seated RSF. Note that the near-surface fractures promote the activation of large-scale and deep-seated RSFs, producing large cavities. (D) Cirque development assisted by glacial denudation processes. Note that the RSF cavities promote the development of glaciers during subsequent glaciation, which in turn promotes cirque widening and deepening assisted by glacial erosion processes. (E) Cirque development assisted by paraglacial RSFs. The activation of second-order rock-slope failures in the context of deglaciation favors the development of cirques. (F) Source-area depression produced by 2nd-order rock-slope failures together with ridge-top depression areas initiated by gravitational spreading of the mountain ridge promote snow and ice accumulation, assisting cirque development under the action of glacial erosion processes. (G) Large and deep cirques are produced by the gravitational spreading and rock slope failures initiated under paraglacial conditions together with the action of glacial erosion processes under glacial conditions.

also facilitate the action of glacial erosion processes (plucking) during subsequent glaciation, promoting rapid cirque widening and lengthening (Fig. 9D). Once cirques are already shaped, 2nd-order RSFs can occur along their walls during further deglaciation sequences (Fig. 9E). Then, the RSF material accumulated on the cirque floor will be eroded and evacuated by subsequent glacier readvances (Fig. 9F).

4.5 Assessment of the RSF contribution to the shaping of cirques

4.5.1 Unsteady contribution of RSFs to the shaping of cirques

Analysis of the influence of paraglacial RSFs on the making of cirques, based on the RSF contribution ratio, highlighted an unsteady effect during the last 'Weichselian' paraglacial sequence. The greatest values were reported

in cirques 1 and 3, with RSF cavities explaining 3.5 and 4 %, respectively, of the whole volume of cirques while cirques 2, 4 and 5 displayed values equal to 0 as no evidence of RSF deposits was found (Fig. 10). This ratio describes the influence of the last paraglacial sequence compared to the whole volume of cirques. Thus, the seemingly low values point out large disparities between its two components: the first (i.e the volume of RSF cavity) reflects the action of one local process (the RSF event) occurring during a single paraglacial whereas the volume of the second one (i.e the whole volume of cirque) involved a complex combination of many processes (mainly glacial, periglacial and paraglacial) operating during a succession of many glacial and paraglacial sequences throughout the Quaternary. Hence, the total contribution of paraglacial RSFs requires the influence of RSF activities during earlier paraglacial sequences to be taken into account. Presumably, a minimum of eighteen major glaciation and deglaciation cycles occurred in the last 2.5 Ma (Geirsdóttir, 2007), and the overall RSF contribution to the carving of the cirques in the Tindastóll ridge ranges between 1 and 71 % (Fig. 10). The influence of RSFs is negligible for cirques 7 and 8, displaying values of 0.5 and 1.5 %, respectively, but predominant for cirques 1 and 3 with values of 64 and 71 %, respectively.

4.5.2 Overall RSF contribution ratio in cirque shaping is underestimated

The calculation of the overall RSF contribution ratio in the making of cirques is based on the assertion that the last post-glacial RSF activity is representative of RSF activity of former deglaciation sequences, implying that the RSF contribution ratio was constant throughout glaciation and deglaciation cycles of the Quaternary. An intuitive view will be that the volume of RSFs will be maximal during the last paraglacial sequence when cirques are fully-developed and provide more potential failure sites than during previous ones. This view is however disputed by observations made in several locations. In case of cirques 5 and 7 for example, our observations indicate that the RSF activity was null or negligible during the last paraglacial sequence but these cirques experienced

older RSF activity during previous paraglacial sequences (fig. 6 – F) suggesting that the RSF activity was more important during previous paraglacial sequences. These observations also suggest that RSF activity varied from one paraglacial sequence to another. As old RSF cavities and ridge deformations have been partly reshaped by the glacial erosion of subsequent glacier readvances, it is impossible to determine whether the overall excavated volume of these cirques is related to glacial or paraglacial processes. Consequently, the RSF contribution on their shaping is largely underestimated by the RSF contribution ratio. These observations illustrate the limits of an approach based on the assumption of a constant rate of RSF activity throughout the Quaternary. Moreover, the paraglacial processes involved on the shaping of cirques are not limited to the action of mass-movements. These paraglacial processes also include the more diffuse backwall retreat in the form of discrete rock-fall events and gravitationally-driven ridge deformation. The foot-slopes of cirque wall are covered by scree deposits which suggest that the paraglacial rock-fall events have exerted a non-negligible influence on the carving of cirques (fig. 6 D, F and K). Our observations also indicate that paraglacial ridge deformation has also exerted a significant role in the shaping of cirques 1, 4 and 7. Consequently, the real and complete paraglacial influence on the shaping of cirques is largely underestimated by the RSF contribution ratio. Further investigations on the influence of these ridge deformation or rock-fall activity would be required to embrace the role of all of these paraglacial processes in the carving of cirques.

In addition, the number of glaciation and deglaciation cycles is probably underestimated in Icelandic cirques as stratigraphic and sedimentological studies have mostly documented the highest magnitude glaciations of the Quaternary (Geirsdóttir et al., 2007). This hypothesis is supported by morphological observations together with paleo-climatic reconstructions. In Iceland, the relief reflects competition between constructive agents (volcanism) and denudation processes, carving out a range of erosional landforms, from 1st-order



Fig. 10 - The map shows the RSF contribution ratio results in the making of the eight cirques of the Tindastóll ridge given the number of paraglacial sequences used in the ratio: (i) for one paraglacial sequence (in black), (ii) for 18 paraglacial sequences (in dark gray) and (iii) for 30 paraglacial sequences (in light gray).

and simple features such as cirques or valley-heads to main troughs and fjords. If the rate of destructive processes is considered, 1st-order cirques can only develop if their erosion rates outweigh the rate of processes involved in fjord and trough widening. Therefore, the presence of 1st-order cirques indicates that the rate of backwall retreat is greater for cirque walls than for adjacent 2nd-order troughs and fjords, at least during more recent times. This observation suggests that cirques have probably experienced many more glaciation and deglaciation cycles during the Quaternary than valleys of higher order. This is in good agreement with paleo-ELA reconstructions, which point out the great sensitivity of cirque glaciers to climate change (Dahl and Nesje, 1992). While a short cold event is sufficient for a glacier to develop in a cirque, the glaciation of a large fjord requires the several tens of thousands of years of stadial conditions that prevailed during the Quaternary. Moreover, paleo-climatic reconstructions from glacial, oceanic and terrestrial proxies have revealed the high sensitivity of oceanic and atmospheric conditions in the central north Atlantic, supporting the idea that Iceland probably underwent a high frequency ice-sheet and/or ice-cap fluctuation during the Quaternary in response to minor climate changes (Geirsdóttir et al., 2009). Hence, small climatic variations during the Quaternary may have encouraged rapid and significant changes in the accumulation-zone of regional ice sheets and/or local ice-fields because of the topographic configuration of ice-catchments, mostly characterized by widespread plateaus. In this context, cirques were probably occupied by rapidly-fluctuating outlets fed by ice-fields located on surrounding plateaus. Thus, they probably experienced significantly more glaciation and deglaciation cycles than the 18 main glaciations recorded for 2.5 Ma. Extrapolation must therefore take into account that cirques may have experienced many more paraglacial sequences than previously estimated. At a constant rate of paraglacial RSF activity, around 25 to 30 paraglacial sequences would be sufficient to complete the overall shaping of cirques 1 and 3 (Fig. 11).

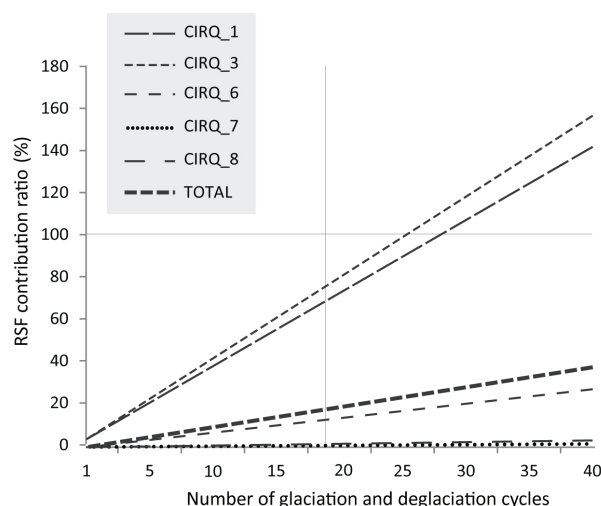


Fig. 11 - The plot shows the potential influence of RSF activity on the shaping of cirques given the number of glaciation-deglaciation cycles. Note that for an RSF activity equivalent to the last paraglacial sequence (in volume of eroded material), around 25 to 30 cycles can explain the whole volume of cirques 1 and 3 and around 25 % of the overall volume of Tindastóll cirques.

4.6 Estimation of strictly glacial erosion rates

The erosion rates estimated for the 8 cirques of the Tindastóll ridge range from 0.08 to 0.17 mm.yr with a mean value of 0.11 mm.yr (Table 3). As rates correspond to the missing volume of eroded material compared to a pre-incision surface benchmark, these values reflect an overall rate including both paraglacial and glacial processes, which does not provide insights into the individual contribution of each of them.

Feature ID	E_1 (mm/year)	E_2 (mm/year)	t (Ma)
CIRQ_1	0.13	0.05	3.25
CIRQ_2	0.09	0.09	1.27
CIRQ_3	0.08	0.02	5.05
CIRQ_4	0.11	0.11	1.26
CIRQ_5	0.17	0.17	1.25
CIRQ_6	0.09	0.08	1.42
CIRQ_7	0.13	0.13	1.27
CIRQ_8	0.10	0.10	1.29
Mean	0.11	0.09	2.01

Table 3 - Mixed and unmixed paraglacial and glacial erosion rates in the shaping of cirques together with extrapolated time required to carve out cirques on the basis of strictly glacial processes. E_1 - Overall erosion rates including both glacial and paraglacial processes. E_2 - strictly glacial erosion rates. t - time required to carve out cirques only on the basis of glacial erosion rates.

Following previous speculation to distinguish the respective parts of glacial and RSF processes from the overall missing volume, it becomes possible to derive the strictly glacial rates associated with the shaping of cirques. In cirques where the RSF activity is different from 0, the strictly glacial rates vary from 0.02 to 0.13 mm.yr (Table 3). By assuming that both glacial and paraglacial processes contributed to the whole present-day cirque eroded volume, the greater the volume related to paraglacial RSF, the smaller the volume generated by strictly glacial erosion processes. Hence, glacial erosion rates are particularly low in cirques 1 and 3 while they logically display values very similar to those of overall erosion rates in cirques 6, 7 and 8 where the calculated RSF contribution is negligible.

Such an approach involves defining a stable time duration applied to all the cirques (in this case, 1.25 Ma or half of the Quaternary), assuming that all 8 cirques have a similar age. However, if cirques started to form in RSF cavities, they probably have different ages. The excavated cirque volume is probably primarily controlled by (i) the age of the initial activation of the RSF event in which the cirque was formed and (ii) the intensity of RSF activity affecting its cirque wall during subsequent paraglacial sequences. Cirques 2, 3 and 8 are probably smaller because the RSF events in the cavities of which cirques started to develop occurred during a later paraglacial sequence than for the large ones and/or because the initial cavity of the RSF was smaller than for the large ones.

given (i) the variety of measurement methods used to estimate the rate, (ii) the diversity of the settings and lithology, (iii) the differences in Quaternary glacial dynamics (from the cold-based passive margin of ice-sheets to surging glaciers) and (iv) the wide time-span (from years to millions of years). It also reflects the difficulty of comparing rates similar to each other given such a great variety of parameters that influence the rate estimates. With equivalent methods (i.e. differential topographic incision from a benchmark surface), Delmas et al. (2009) found 20 rates in the literature, ranging between 0.006 (André, 2001) and 2 mm.yr (Hebdon et al., 1997). However, these rates encompass a great variety of landforms, lithology, Quaternary glacial dynamics and/or duration of processes precluding the derivation of robust analogies. Moreover, these rates are not strictly glacial in origin as they span both stadial and interstadial sequences. Yet, there are numerous uncertainties, including the variety of processes, their respective contribution to cirque carving, their time duration and rate evolution over time, which still remain compared to rates based on cumulated excavated volumes from a benchmark surface. Most of them include a wide variety of processes that could have been active during glaciation (i.e. plucking, abrasion) or deglaciation (i.e. paraglacial processes such as the fracturing of rock walls induced by stress redistribution, rock falls, RSFs, rock mass deformations) throughout the succession of glaciation and deglaciation cycles during the Quaternary. It is therefore difficult to demonstrate clearly the role of glaciers as an erosive agent in cirque shaping on the sole basis of these erosion rates.

5 Discussion

5.1 Uncertainties about glacial rates

The issue of erosive agents involved in the development of cirques, in terms of both processes and rates, remains central in glacial geomorphology. To address this, Benn et Evans (1998) reviewed the cirque erosion rates in the literature (ranging between 0.008 and 0.8 mm.yr). These encompass a wide variability

5.2 Predominant control of paraglacial processes in the shaping of cirques

In glacial geomorphology, whether glacial or periglacial processes are the most erosive agents in the carving of cirques is still an issue (Mercier, 2008). In the classic glacial theory of cirques, the deepening of the cirque floor is mainly controlled by glacial processes (plucking and the work of basal meltwater under temperate-based glaciers) while the periglacial

ones (action of frost or weathering) control the supra-glacial cirque-wall retreat (Evans, 2008). Numerous morphometric analyses have been carried out to support the dominance of glacial or periglacial processes in the shaping of cirques: deep-seated cirques confirm the predominant influence of glacial processes while elongated ones support the primary role of periglacial processes. The cirques in the Tindastóll ridge are thus closely related to those elsewhere that display similar elongated shapes but with the major difference that they have a paraglacial, not a periglacial, origin. The hypothesis of the major role of non-glacial processes (paraglacial or periglacial) in the carving of cirques is also in good agreement with several studies that have found that the rates of horizontal lengthening of cirques are significantly higher than their rates of vertical deepening. In the southern Alps of New Zealand, Brook et al., (2006) calculated a rate of 0.44 mm.yr for backwall retreat and 0.29 mm.yr for vertical deepening. In the Himalayas, along the north face of Annapurna, Heimsath and McGlynn (2008) found 0.42 ± 0.16 mm.yr for vertical deepening and 1.2 ± 0.5 mm.yr for horizontal retreat.

Assuming that cirques are strictly related to glacial erosional processes also implies a coupling between denudation rates and glacier dynamics throughout a glaciation cycle, with rates increasing during glaciation and decreasing during deglaciation. In the eastern Pyrenees, however, Delmas et al. (2009) found a very different pattern with low rates during pleniglacial conditions (0.05 mm.yr) contrasting with the peak erosion rate measured during the Late Glacial transition to ice-free conditions (0.6 mm.yr). These results suggest that erosion processes are mainly active during deglaciation, in good agreement with the hypothesis of a predominant control of paraglacial processes in the shaping of cirques. Such observations suggest that the main role of glaciers is not necessarily found in their presumed ability to erode bedrock and to excavate cirques during glaciation.

Whereas the role of glacial processes in carving out cirques remains hard to demonstrate, numerous studies have pointed out the role of

glacial debuitressing in the development of major ridge and slope instabilities in the context of deglaciation (Bovis, 1990; Ballantyne, 2002; Ballantyne et al., 2014; Jarman, 2006; Hewitt, 2009; Kellerer-Pirklbauer, 2010; McColl, 2012). Paraglacial deformations can occur while the adjacent valleys are still partly buttressed by glaciers, suggesting that only a small lowering of glaciers can promote ridge and slope instabilities (Bovis, 1982, 1990; Mege and Bourgeois, 2011; McColl and Davies, 2013; Gourronc et al., 2014). On the eastern side of the Skagafjörður, the ridge of Hnjúkar experienced paraglacial gravitational spreading in an early stage of the late Weichselian deglaciation whereas the adjacent valleys were still occupied by valley glaciers at least 300 meters thick, confirming that the basaltic outcrops are highly sensitive to minor changes in ice dynamics (Coquin et al., 2015). Such observations provide good evidence that only minor changes in glacier dynamics can provoke significant paraglacial instabilities.

5.3 Role of glaciers as conveyors to evacuate debris

Numerous studies have also outlined the role of deglaciation in the activation of mass-movements (Ballantyne et al, 1998; Ballantyne, 2013; Ballantyne and Stone, 2013; Wilson, 2005; Wilson and Smith, 2006). In the Skagafjörður, many RSF deposits are still emplaced on the valley floor, suggesting that the most recent RSF activity occurred after the Late Weichselian deglaciation (Jónsson, 1957; Pétursson and Sæmundsson, 2008; Cossart et al., 2014). However, the absence of such mass bodies under RSF cavities at several locations in the study area indicates that RSFs also occurred during previous times. This highlights another significant role of the glacier in cirque development, as a conveyor of RSF sediment. These sediments will be evacuated either synchronously or during the next glacier advance depending on whether the cirque/valley floor is still partly glaciated or already ice-free during the RSF event. These observations emphasize the positive feedback loop of the glacier in the shaping of the cirque during glaciation and de-

glaciation cycles: high rates of debris supplied by slope instabilities induced by the receding glacier during deglaciation will be conveyed and evacuated by the glacier during subsequent glacier readvances, promoting both the erosion and transport conditions required to carve out the cirque.

5.4 Implication of a paraglacial origin of cirques

Evolutionary models assume, rather than demonstrate, that cirques are glacial landforms, meaning that the predominant controls in the making of cirques are purely glacial processes, active when glaciers occupy the cirques. Such an assertion also provides the tempting opportunity to use morphometric attributes of cirques as proxies for paleo-climate or Quaternary glaciation reconstructions (Sugden, 1969; Aniya and Welch 1981; Haynes 1998; De Blasio 2002; Brook 2006; Principato and Lee, 2014). However, the potential impact of non-glacial processes, specifically paraglacial ones occurring in the context of deglaciation, remain in the shadow of these morphometric analyses. In the case of a paraglacial origin of cirques, it is not the intensity or the duration of glaciation that primarily controls the shape and size of present-day cirques but rather the frequency of glacier fluctuations during the Quaternary: the larger the size of a cirque, the greater the number of glacier fluctuations and thus the greater impact of paraglacial processes involved in its shaping. Analyzing the distribution of cirques compared to the Quaternary ice-sheet distribution in the eastern Pyrenees, Delmas et al. (2014) noted that the largest cirques were mainly found in relatively low areas where glaciers were less abundant and short-lived. In the case of a dominance glacial erosion in shaping cirques, the largest cirques might be observed in areas that have experienced maximal glaciations during the Quaternary. The location of these cirques is, however, consistent with cirques having a dominantly mass movement origin. In addition, Delmas et al. reported that the large features displayed high w/a and l/a morphometric ratios, similar to those observed in the Tindastóll ridge, suggesting that they

probably underwent great paraglacial activity enhanced by a high frequency of glacier fluctuations. These observations support the idea that the shape and size of cirques can provide insight into the intensity of paraglacial activity and the frequency of Quaternary glacier fluctuations rather than the duration of glaciations. In the Westfjords of Iceland, Principato and Lee (2014) observed a positive correlation between cirque distribution and the distance to the present-day coastline with the number of cirques increasing seaward. The authors concluded that the proximity of open water provides the moisture supply favorable to the development of cirque glaciers. It is interesting to note that such a spatial correlation also coincides with another, i.e. the amount of post-glacial vertical uplift, which seems to increase from the interior of Iceland to the outer parts (Stewart et al., 2000; Dauteuil et al., 2005). This is particularly the case in the Westfjords where raised shorelines (that document the post-glacial rebound) reach the maximal elevation of 150 m a.s.l. recorded in Iceland (Ingólfsson and Norddahl, 2001). Additionally, in the Skagafjörður area, Cossart et al. (2014) noted that RSFs were more abundant in the outer parts of the fjord where post-glacial uplift had reached its maximum activity, suggesting that RSFs can probably be triggered by the seismic shaking induced by post-glacial crustal deformations. Perhaps the high level of post-glacial crustal deformations in the outer parts of the Westfjords has promoted high RSF activity, which might explain the correlation between cirque distribution and distance to the seashore.

6 Conclusion

In this study, we have proposed a methodology based on paleo-surface reconstruction and calculation of missing volumes of cirques and RSF cavities to assess the contribution of RSFs on the carving of cirques of the Tindastóll ridge (at the time scale of the last paraglacial sequence and throughout the Quaternary) and to estimate Quaternary denudation rates.

According to the specific geological setting of the Tindastóll where cirques and RSFs coexists, this study highlights the potentially significant impact of paraglacial mass-movements on the shaping of these cirques.

(i) The results show that the paraglacial RSFs exert an unstable influence, from null or negligible in some cases to predominant in others.

(ii) The observations indicate that several RSF deposits have been evacuated during glacier readvances, highlighting both that cirques of the Tindastóll have experienced mass-movements during previous paraglacial sequence and that glaciers are efficient to transport and evacuate the debris produced during the previous paraglacial sequence.

(iii) Our observation have also outlined that, in some case, RSF activity was more important during previous paraglacial sequence suggesting that the real paraglacial activity in the carving of cirques is probably underestimated by the RSF contribution ratio.

(iv) The results highlight that Quaternary denudation rates of the cirques of the Tindastóll are ranging between 0.08 to 0.17 mm.yr .

(v) The strictly glacial rates (without the contribution of RSFs) for cirques where the RSF activity is not null are ranging between 0.02 to 0.13 mm.yr .

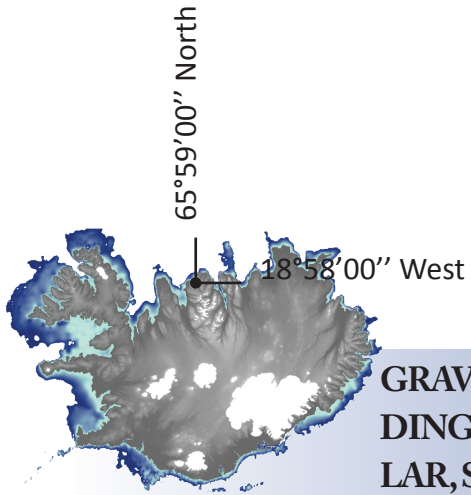
(vi) The observations carried out in the study area suggest that the shape and size of cirques probably better reflect on the frequency of glacier fluctuations during the Quaternary rather than the duration of glaciations.

Even if the RSF contribution ratio provides an interesting tool to roughly evaluate the potential influence of mass-movements on the carving of cirques at the time scale of the last paraglacial sequence, difficulties arise however to accurately estimate the impact of mass-movements which occurred during previous paraglacial sequences. Hence, further investigations are still required to clarify the potential influence of mass-movements in cirque enlargement throughout the Quaternary. Such an influence could probably be partly validated through other approaches such as surface exposure dating of the bedrock surfaces. For example, cosmogenic exposure ages at various parts of the cirque bedrock floor might inform

about the rates of vertical versus lateral/headward erosion, thus providing support for mass movement dominating the development of the cirque.

Acknowledgments

We thank Susan Conway and the NERC Airborne Research and Survey Facility for obtaining the air photography and LiDAR data on which part of this paper relies. The LiDAR data and aerial photography were collected by the UK's NERC ARSF (Natural Environment Research Council) using financial support from the EUFAR (European Facility for Airborne Research) project "ICELAND_DEBRIS-FLOWS", in collaboration with Susan Conway (Open University, UK). The authors are grateful to Helgi Páll Jónsson for his logistic assistance and valuable help. They also thank Carol Robins for editing the English text. Funding was received from OSUNA (CNRS UMS 3281), supporting the project "Icelandic and Martian paraglacial mass movements: comparative analyses". Financial support was also provided by the Institut Universitaire de France through the program "Arctic facing climate change: analyses of geomorphological paraglacial crises" and by the CNRS-GDR 3062 "Polar mutations". The authors also thank Samuel McColl and Olav Slaymaker for their thoughtful review and their constructive comments.



GRAVITATIONAL SPREADING AS A PRECURSOR OF LANDSLIDING. EXAMPLE FROM THE ROCK-AVALANCHE OF STIFLUHOLAR, SKAGAFJORDUR, NORTHERN ICELAND



CHAPITRE 4

GRAVITATIONAL SPREADING AS A PRECURSOR OF LANDSLIDING. EXAMPLE FROM THE ROCK- AVALANCHE OF STIFLUHOLAR, SKAGAJORDUR, NORTHERN ICELAND



CHAPITRE 4

Article soumis dans *Géomorphologie : Relief, Processus et Environnement*

Article history:
Received 6 July 2015

Julien Coquin 1, 2, 4, 5, Denis Mercier 1, 2, 4, 5, 6, Olivier Bourgeois 1, 3, 5, Thierry Feuillet 2, 4, Armelle Decaulne 2, 4, 5

1 Université de Nantes, Nantes, France

2 CNRS, UMR 6554 LETG - Géolittomer, Nantes, France

3 CNRS, UMR 6112, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes, France

4 CNRS – GDR 3062 ‘Mutations polaires’, France

5 OSUNA – Observatoire des Sciences de l’Univers Nantes Atlantique, Nantes, France

6 Institut Universitaire de France, France

Keywords:

Rock-avalanche - DSGSD - Sackung - Paraglacial - Deglaciation - Holocene

Abstract

In Iceland, the Late Weichselian deglaciation led to paraglacial topographic readjustments in the form of extensive deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) and local slope failures (landslides and rock-avalanches). Here we provide age measurements for the Stífluhólar rock-avalanche (Tröllaskagi Peninsula, Northern Central Iceland), which indicate that this was active between the end of the Late Weichselian deglaciation (15-13 ka cal. yr. BP) and 8200 ± 1400 cal. yr. BP. Our surface observations also reveal that the rock-avalanche was initiated by propagation and connection of DSGSD failure planes, thus highlighting the role of DSGSD as a precursor of landsliding in paraglacial settings. However, comparisons with other examples of paraglacial rock slope failures in Northern Iceland and in the world suggest that DSGSD alone is not sufficient to trigger landslides and rock-avalanches. The rock-avalanche of Stífluhólar occurred due to the combination of favorable preconditioning, predisposing and triggering controls. The predisposing controls are: (i) the conform-dip slope of the bedding plane in the basaltic bedrock and (ii) the presence of intercalated poorly cohesive layers of palagonite between the lava layers, probably acting as basal sliding planes for the rock-avalanche. The rock-avalanche was probably triggered by an enhanced seismic activity that occurred during the Pleistocene-Holocene transition in relation to the post-glacial uplift.

Résumé

En Islande, la déglaciation du Weichselian tardif a conduit à d'importants réajustements topographiques paraglaciers. Ces réajustements se déclinent sous la forme de processus de déformation du relief par étalement gravitaire (DSGSD) et de mouvements de masse (glissements de terrain et avalanches rocheuses). Dans cette étude, on apporte des éléments de datation de l'avalanche rocheuse du Stífluhólar, datations qui indiquent que celle-ci a été active entre la fin de la déglaciation du Weichselian tardif (15-13 ka) et 8200 ± 1400 ans (âge calibré). Nos observations de surface soulignent également le rôle précurseur des déformations par étalement gravitaire dans le déclenchement des glissements de terrain. La comparaison avec d'autres processus de réajustement paraglaciers en Islande et dans le monde suggère néanmoins que les processus d'étalements gravitaires à eux seuls ne sont pas suffisamment efficaces pour déclencher des mouvements de masse. En effet, l'avalanche rocheuse du Stífluhólar est le résultat d'une combinaison complexe de facteurs favorables à son déclenchement. Les paramètres structuraux tels que le pendage des bancs de basaltes, conformes à la pente, ainsi que la présence entre ces bancs de couches peu cohérentes de palagonite ont joué un rôle déterminant dans son déclenchement. Le déclenchement du glissement a probablement été encouragé par une augmentation de l'activité sismique au cours de la transition Pléistocène-Holocène en lien avec le rebond glacio-isostatique.

Version abrégée en français

Une attention croissante est portée par la communauté des géomorphologues à l'analyse des conséquences de la déglaciation sur les reliefs des milieux froids (Bovis, 1982 ; Whalley et al., 1983 ; Ballantyne, 2002 ; Ballantyne et al., 2014 ; Arsenault and Meigs, 2005 ; Jarman, 2006 ; Wilson and Smith, 2006 ; Hewitt, 2009 ; McColl, 2012 ; Crosta et al., 2013 ; Mercier et al., 2013 ; Cossart et al., 2014). Les versants désenglacés sont soumis à des processus de déstabilisation et de déformation qui s'expriment selon des modalités variées : glissements de terrain, avalanches rocheuses, étalement gravitaire. L'étalement gravitaire se traduit par le développement de fractures et de failles essentiellement parallèles aux courbes de niveau et le long desquelles les blocs individualisés vont se déplacer, donnant naissance à des grabens le long des crêtes et à des escarpements à regards amont ou aval le long des parties supérieures des versants (Agliardi et al., 2001 ; Mège et Bourgeois, 2011). Les facteurs de contrôle qui commandent le développement de ces déformations par étalement gravitaire sont multiples : décohésion post-glaciaire, disparition des soutènements le long de pentes rendues particulièrement abrupte par le travail de l'érosion glaciaire (Zichinsky, 1966; Augustinus, 1995 ; Ballantyne, 2002), regain d'activité sismique lié aux réajustements glacio-isostatiques de la croûte terrestre (Agliardi et al., 2001; Hippolyte et al., 2006; McColl, 2012; Cossart et al., 2014). Les relations entre étalement gravitaire et mouvements de masse sont encore peu connues. Peu de travaux se sont intéressés au rôle potentiel des déformations par étalement gravitaire dans la mise en place des mouvements de masse. Dans cette étude on cherche donc à identifier les relations spatiales entre les déformations par étalement gravitaire et les mouvements de masse ainsi que les relais qui sont susceptibles de conduire, dans le temps, d'un processus à l'autre. Située dans le nord de l'Islande, la péninsule monta-

gneuse du Tröllaskagi représente un terrain de recherche adapté pour alimenter la réflexion sur ces questions dans la mesure où de nombreux versants présentent des déformations par étalement gravitaire et des mouvements de masse. Dans cette étude, on s'intéresse plus précisément au massif basaltique du Holtshyrna, localisé à l'extrémité nord de la péninsule. Son versant ouest présente dans sa partie supérieure de nombreuses déformations par étalement gravitaire tandis que sa partie inférieure est affectée par de nombreux mouvements de masse. Observations géomorphologiques et cartographie des déformations sont réalisées conjointement avec des datations de l'avalanche rocheuse du Stífluhólar dont le dépôt a barré la vallée et provoqué la formation d'un lac de barrage à l'amont, le Stífluvatn. Des fosses ont été excavées dans les tourbières localisées dans les petites dépressions fermées qui jalonnent l'avalanche rocheuse à la recherche d'éléments datables – couches de cendres volcaniques (tephras) et macro-restes végétaux – dans le but de proposer de nouveaux jalons chronologiques de l'activité paraglaciale dans la région et de préciser le relais des processus de déformation du versant au cours de la séquence paraglaciale. Les résultats les plus significatifs de cette étude sont les suivants :

- Les observations de terrain indiquent que les mouvements de masse se développent initialement le long de plans de rupture générés au préalable par la dynamique d'étalement gravitaire, ce qui souligne l'influence significative des déformations par étalement gravitaire dans l'amorce des mouvements de masse, au moins à l'échelle de la région d'étude.

- L'analyse des orientations de failles associées aux déformations par étalement gravitaire et des niches d'arrachement des mouvements de masse supporte aussi l'hypothèse d'un contrôle de l'étalement gravitaire dans la mise en place des mouvements de masse.

- Les éléments de datation obtenus dans les tourbières situées à la surface de l'avalanche rocheuse du Stífluhólar permettent de caler la séquence de mise en place du glissement entre la fin de la déglaciation du Weichselian tardif (entre 15 et 13 ka) et 8200 ± 1400 ans (âge ca-

libré).

- Cette chronologie est conforme aux travaux de datation consacrés à d'autres glissements dans la région (Mercier et al., 2013 ; Decaulne et al., accepté) et ailleurs dans le monde (McColl, 2012 ; Ballantyne et al., 2014) et vient confirmer l'existence d'une période de déstabilisation gravitaire des versants lors de la transition Pléistocène-Holocène.

1 Introduction

Rock Slope Failure (RSF) is a major paraglacial denudation process in mountains that have experienced glaciation and deglaciation sequences (Bovis, 1982; Ballantyne, 2002; Jarman, 2006; Wilson and Smith, 2006; Hewitt, 2009; Kellerer-Pirklbauer et al., 2010; Mège and Bourgeois, 2011; McColl, 2012; Crosta et al., 2013). Transitions from glacial to non-glacial conditions can increase RSF by altering the stability of deglaciated slopes in four different ways: (i) removal of supporting ice along valley-side slopes (i.e. glacial debuttressing; Zichinsky, 1966; Ballantyne, 2002), (ii) rock slope steepening by glacial erosion processes (Augustinus, 1995), (iii) bedrock stress release and viscoelastic crustal readjustments due to post-glacial unloading (Agliardi et al., 2001; Hippolyte et al., 2006; McColl, 2012; Cossart et al., 2014) and (iv) water infiltration in rock joints and associated weathering (Whalley et al., 1983; Bachmann et al., 2009).

RSF encompasses a wide range of gravitational slope instabilities including: (i) bulk mountain ridge spreading, also referred to as sackung or deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) and (ii) local slope failures in the form of landslides and rock-avalanches (Ballantyne, 1986; Jarman and Ballantyne, 2002; Jarman, 2006; Ballantyne, 2008). DSGSD is characterized by slow motions and limited slope displacements along distributed and disrupted failure planes producing typical ridge-top grabens, scarps and counterscarps associated with upslope- and downslope-dipping faults along bulged upper slopes, respec-

tively (Agliardi et al., 2001). Landslides and rock-avalanches involve more rapid displacements of material along a continuous detachment surface creating a distinct headscarp and a mass body deposit (Jarman, 2006).

In spite of this theoretical distinction between DSGSD and landslides, the identification of spatial relationships and possible causal links between DSGSD and landsliding remains controversial. Several authors have pointed out that DSGSD represents a transient state of gravitational instability that can eventually lead to landslides and rock-avalanches once a critical threshold is reached. The idea that DSGSD is a significant precursor of landsliding is supported by surface observations (Evans and Couture, 2002; Evans et al., 2006; Mège and Bourgeois, 2011; Gourronc et al., 2014), cosmogenic dating (Bigot-Cormier et al., 2005), spatial statistical analyses (Capitani et al., 2013) and numerical modeling (Bachmann et al., 2009). The idea has been challenged, however, by Hewitt et al. (2008), who argued that DSGSD is not a significant factor in explaining the causes and spatial distribution of landslides.

There are still many issues concerning the possible existence of a temporal relationship between DSGSD and landslides. These are mostly related to the timing and kinematics of DSGSD, which remain poorly constrained. In some cases, DSGSD spans thousands of years (Cruden and Hu, 1993; Agliardi et al., 2009; Hippolyte et al., 2009; Ballantyne and Stone, 2013) and experiences unsteady rates of activity with quiescent stages alternating with reactivations (Beget, 1985; Bigot-Cormier et al., 2005). In other cases, DSGSD seems to be coeval with deglaciation and to occur while valley-side slopes are still partly buttressed by glaciers (Bovis, 1982; Evans and Clague, 1994; Arsénault and Meigs, 2005; McColl and Davies, 2013; Coquin et al., 2015).

Considering the complex interplay between the mechanisms involved in paraglacial landsliding and the complexity of post-glacial DSGSD kinematics, the potential influence of DSGSD as a preparatory factor for subsequent landsliding remains unclear. These issues may be summarized in the form of the following questions.

- Can a spatial relationship between

DSGSD and landslides be established on the basis of surface observations? Are DSGSD and landslides geometrically related?

- Can a temporal relationship between DSGSD and landslides be established on the basis of age measurements? Is DSGSD a transient stage of slope instability, which can eventually lead to landsliding?

To give new constraints to these questions, we combine surface observations and age measurements on the basaltic Holtshyrna ridge (Tröllaskagi Peninsula, Northern Central Iceland). In this region, there are many post-glacial landslides (Jónsson, 1957; Whalley et al., 1983; Pétursson and Sæmundsson, 2008) and recent studies have provided new chronological insights for several of them (Mercier et al., 2013; Decaulne et al., submitted). Fewer studies have been devoted to DSGSD in this region, although numerous ridges exhibit evidence of this kind of slope deformation (Coquin et al., 2015). Other studies have demonstrated the role of post-glacial rebound in landslide triggering (Cossart et al., 2014) and spatial distribution (Feuillet et al., 2014). In sections 2 to 4, we focus on the Holtshyrna ridge, which exhibits a contiguous and nested assemblage of DSGSD features and landslides. In section 5, we discuss the relationship between DSGSD and landslides on a larger scale, by comparing these local observations with other studies in Northern Iceland and in the world.

2 Study area

The Tröllaskagi peninsula is a mountain plateau dissected by cirques and troughs and bounded by two fjords striking north, Skagafjörður in the west and Eyjafjörður in the east. The Holtshyrna ridge is located in the northwestern part of the peninsula. It stands between 500 and 800 m. a.s.l. on average and locally culminates at 1020 m. a.s.l. It strikes NNW and extends over 12 km between the Fljótaá valley in the west and the Holtsdalur trough in the east (Fig. 1).

The bedrock of the ridge is a pile of closely-

jointed basaltic layers that dip gently (12° on average) westward, interbedded with poorly cohesive red vesicular layers. These red layers were produced by palagonization, weathering and thermal metamorphism of the bedrock (Roaldset, 1983). The basaltic pile is 10 to 15 Ma old (Johannesson and Saemundsson, 2009) and is intersected by an assemblage of dykes, sills and faults, which developed between 3 and 7 Ma (Garcia et al., 2003).

The western slope of the ridge is affected by various kinds of landslides: (i) rotational slides, (ii) translational slides (cataclasmic, subcataclasmic and arrested slides sensu Jarman (2006)) and (iii) one rock-avalanche, the Stífluhólar rock-avalanche (18°58'50"W and 65°59'30"N). This landslide can be classified as a rock-avalanche given: (i) the size of the deposit, up to 10⁶ m², (ii) the long runout distance, eight times the total vertical distance, and (iii) the landslide material, which consists mainly of a fine matrix suggesting a high degree of pulverization of the rock during the displacement (Davies, 1982)

The western slope of the ridge can be subdivided into 3 distinctive areas, which differ in slope gradient and shape (Fig. 2). The first area is located north of the Stífluhólar rock-avalanche. Its upper part consists of an assemblage of stair-cased low-gradient (10-15°) conform-dip slopes, 700-1000 m in length and standing between 500 and 660 m. a.s.l. Its lower part is steeper (between 20 to 35°) and is connected to the upper part by a sharp break-in-slope. The second area corresponds to the large depression formed by the Stífluhólar rock-avalanche. The preserved upper part consists of a series of 20-25° slopes, only 200 to 400 m in length and standing between 600 and 700 m. a.s.l. The lower part has a 12° slope gradient and stands between 100 and 500 m a.s.l. It is separated from the upper part by the 50° steep headscarp of the Stífluhólar rock-avalanche. The third area is located south of the Stífluhólar rock-avalanche and exhibits a constant 20-25° slope gradient.

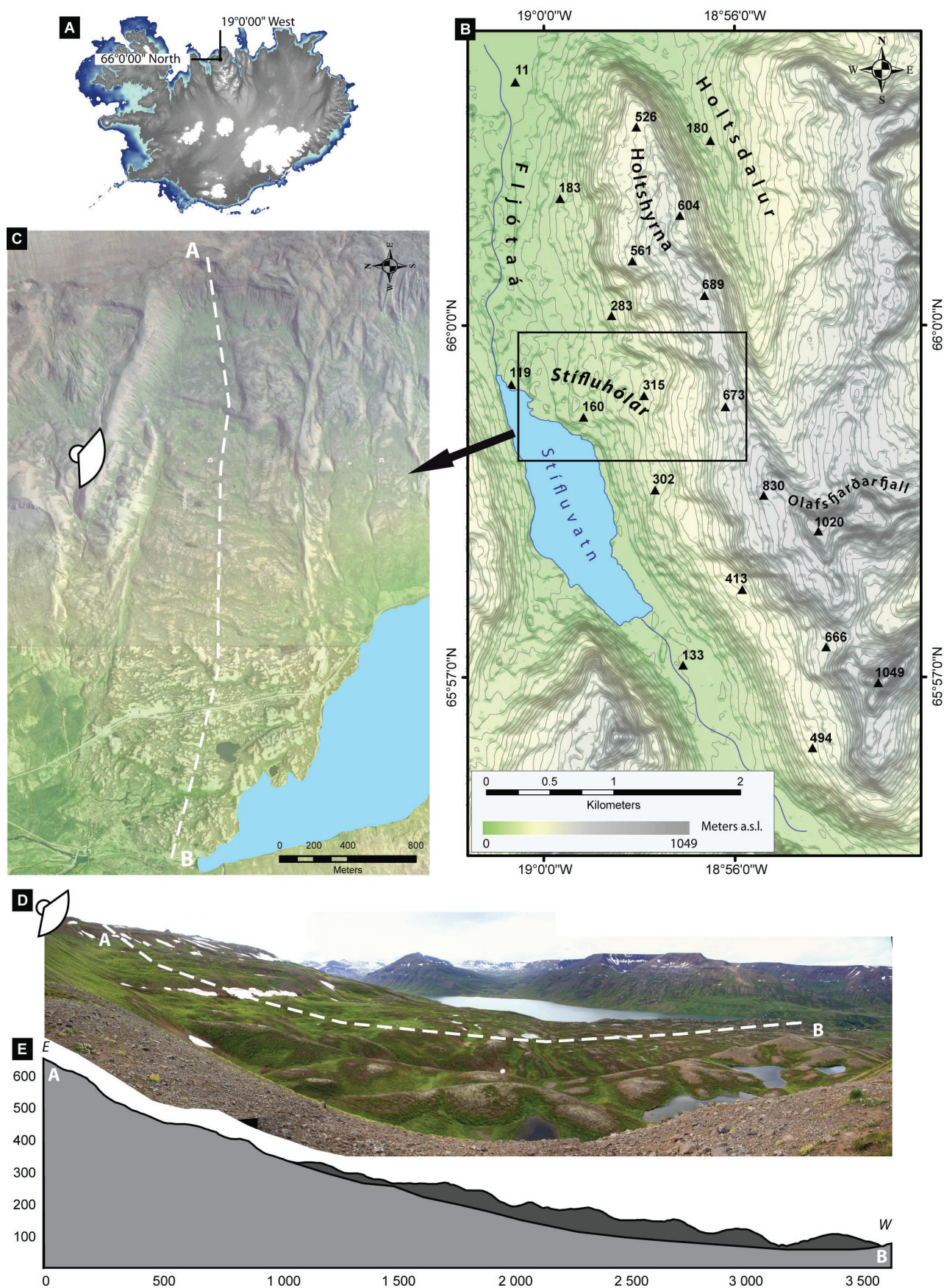


Fig. 1 – Location map of the study area in Iceland (A), location map of the Stifluhólar rock-avalanche in the Holtshyrna ridge (B), aerial orthophoto of the Stifluhólar rock-avalanche (C), panoramic photograph looking south with the rock-avalanche deposit in the foreground and Lake Stifluvatn in the background (D), and interpretative transversal profile of the rock-avalanche (E).

Fig. 1 – Carte de localisation du secteur d'étude en Islande (A), carte de localisation de l'avalanche rocheuse du Stifluhólar dans le massif du Holtshyrna (B), orthophoto de l'avalanche rocheuse du Stifluhólar (C), photographie panoramique prise vers le sud avec vue sur le dépôt de l'avalanche rocheuse au premier plan et avec le lac du Stifluvatn au second plan (D), et profil topographique interprétatif de l'avalanche rocheuse (E).

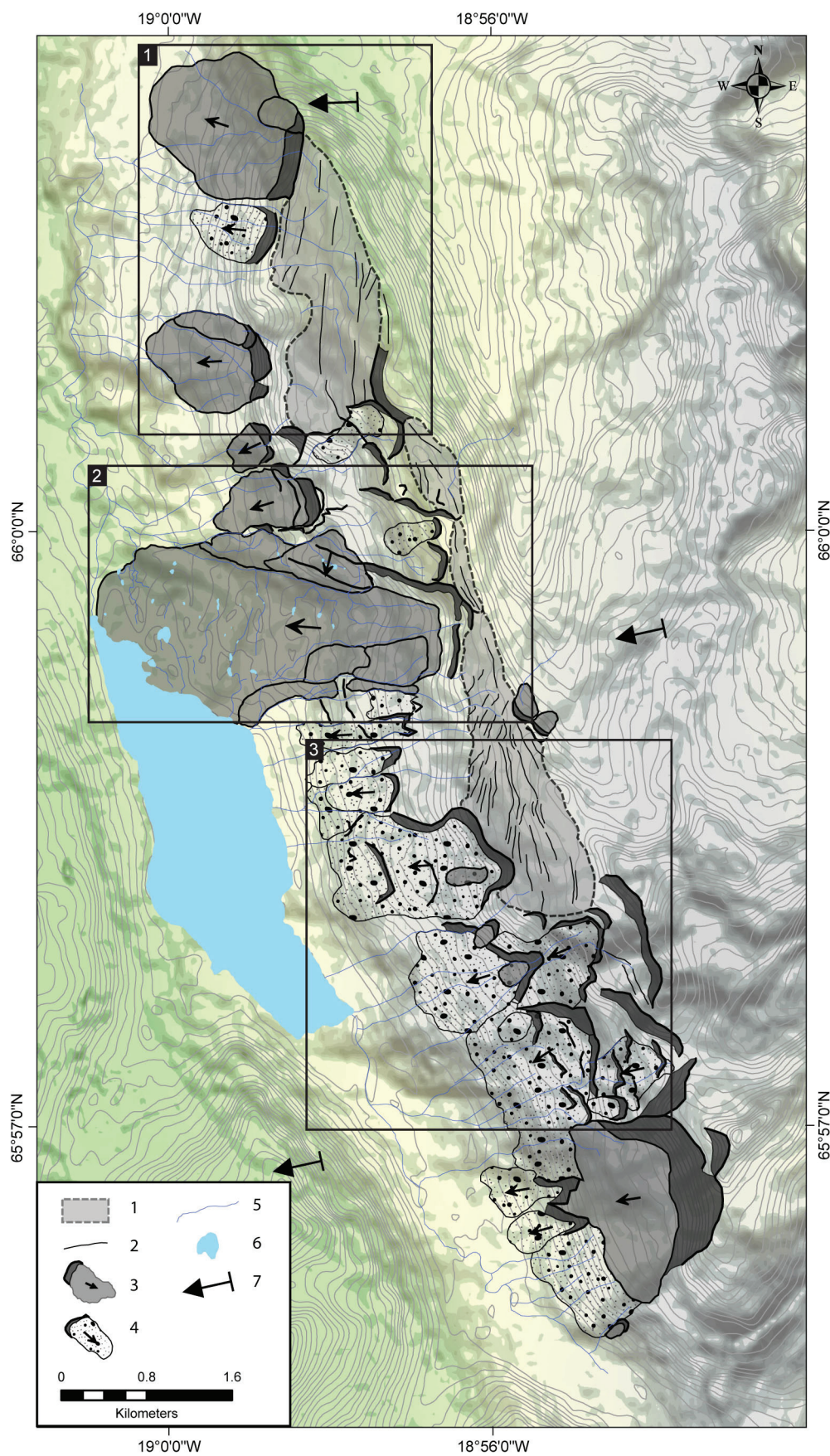


Fig. 2 - Morphological map of the Holtshyrna ridge
Fig. 2 - Carte morphologique du massif du Holtshyrna

3 Methodology

3.1 Geomorphic survey

A geomorphic survey based on field observations and remote imagery analyses was carried out to identify and map the range of RSF features observed in the study area. A detailed field examination was carried out on the Stífluhólar rock-avalanche and on its upper slope to identify brittle deformation related to DSGSD (ridge-top trenches, scarps and bulged slopes intersected by counterscarps). Remote imagery analyses were performed on high-resolution aerial imagery (ja.is/skipulag.is/ and Google Earth) combined with the 30x30 m resolution ASTER DEM from METI and NASA. RSF features were recognized according to the classification of Jarman (2006), which provides a theoretical support to distinguish DSGSD features from the variety of translational landslides (cataclastic, subcataclastic or arrested slides), based on the amount of displacement.

3.2 Age measurements

To constrain the timing of RSF, a methodology similar to that described in Mercier et al. (2013) and Decaulne et al. (in review) was used, combining (i) radiocarbon age measurement, (ii) tephrochronology, and (iii) age-depth model calibration. Six pits were excavated in the Stífluhólar rock-avalanche deposits, following a longitudinal profile from the distal part at 109 m a.s.l. to the proximal part, in contact with the rock-avalanche south-facing sidescarp. One log was also excavated in a peat area at 336 m a.s.l. on a secondary rotational landslide, which occurred after the main landslide event. Most pits were excavated in local depressions over the rock-avalanche body, sufficiently enclosed to trap water and sediment influx and so record soil and slope dynamics that occurred after the rock-avalanche event. In such settings, the topographic conditions favored the development of prehistoric birch-juniper woodland during the early-Holocene cooling sequences (Björck

et al., 1992). Birch remnants were sampled within organic-rich layers found in the deepest parts of several pits, providing valuable organic material for radiocarbon age measurements. The selected samples were analyzed at the Gliwice radiocarbon laboratory of the Institute of Physics, Silesian University of Technology (Poland). A detailed description of the sample preparation and spectrometer calibration is provided in Pawlyta et al. (1998) and a detailed description of the accuracy of the radiocarbon ages obtained is given in Pazdur et al. (2003) and Tudyka et al. (2010). The radiocarbon ages for the two samples GDS-1871 and GDS-1872 were calibrated with OxCal v4.2.4 software (Bronk Ramsey and Lee, 2013) and atmospheric curves with Intcal13 (Reimer et al., 2013).

Sediments trapped in depressions over the rock-avalanche also include ash layers (tephra) originating from explosive volcanic events. When these tephra were found in lacustrine deposits, the radiocarbon age measurement of the organic layers found in direct stratigraphic contact with the tephra provided chronological constraints for the age of the volcanic event. In addition, the emissive volcano was identified by geochemical analyses of the tephra glass shards.

Five tephra layers originating from the Mt Hekla volcanic system have been described in post-glacial sediments in the Skagafjörður area (Larsen and Thorarinson, 1977; Larsen and Eiríksson, 2008). Four of these are present in the Stífluhólar pits and include: (i) the two H3 and H4 light-ocher colored silicic tephtras, dated at 3014 ± 50 cal. yr BP and 4211 ± 31 cal. yr BP, respectively (Dugmore et al., 1995), (ii) the H1 white colored rhyolitic tephra corresponding to 1104 AD (Larsen and Eiríksson, 2008) and (iii) a dark colored basaltic tephra corresponding to either the 1300 AD or the 1766 AD volcanic events (Larsen and Eiríksson, 2008). The dark colored basaltic Saksunarvatn tephra layer has also been observed at several locations in Skagafjörður (Guðbergsson, 1975; Jónsson, 2005). It corresponds to a major eruptive sequence, which occurred at the Pleistocene-Holocene transition, at around 10.2 Ka BP (Grönvold et al., 1995; Birks et al., 1996; Thordarson and Höskuldsson, 2008; Geirsdóttir et al., 2009).

The presence of the Saksunarvatn tephra was suspected on the Stífluhólar rock-avalanche, given the presence of dark glass shards found in hard sand-clay layers in several pits, but our geochemical analyses of the material sampled in these layers refuted this hypothesis.

4 Results

4.1 Physiographic description of slope deformations

RSF extends for about 8 km along the western flank of the Holtshyrna ridge (Fig. 2). Three distinctive areas can be distinguished over the mountain slope: (i) the ridge crest is dominated by extensional deformation along single to multiple high-angle outward dipping normal faults associated with crestral grabens and steep scarps, disposed parallel to the elevation contours, (ii) the bulged upper slope is characterized by extensional features in the form of minor scarps and counterscarps and (iii) the lower slope is affected by landslides.

4.1.1 Upper slope DSGSD

In the northern part of the study area, the ridge crest exhibits a major fault scarp 1400 m in length and 30-50 m in height (profiles AA', BB' and CC' – Fig. 3). Locally, the ridge crest also exhibits multiple fault scarps, resulting in the formation of a double-crested ridge (profile BB' – Fig. 3). The fault assemblage displays a N-S to NNE-SSW orientation aligned with the adjacent valley slopes, a feature indicative of gravitationally-driven deformation. The vertical displacement along the master fault decreases southward as the slope crest cross-profile becomes more convex (profiles DD' and EE' – Fig. 3). Between profiles EE' and FF', the ridge crest has experienced remarkable bedrock deformations along multiple inward dipping fault scarps, producing multiple crestral ridges and bulging on both the western and eastern slopes of the ridge (Fig. 4 A). The scarps are 100 m in length, 5-8 m in height and display an arcuate shape in planform, sub-parallel to the eleva-

tion contours. The northern part of the ridge exhibits a fault scarp 1.6 km in length and 40 m in height, which divides the upper slope into two low-angle slope surfaces (profiles BB' and CC' – Fig. 3). On either side of this scarp, the bedrock deformation consists of a near-surface assemblage of scarps and counterscarps, 300-500 m in length and 1-5 m in height. Most of these brittle features strike N-S or NNE-SSW and are parallel to the elevation contours. At the southernmost part of the mountain ridge, the ridge crest exhibits a 20-40 m high scarp produced by a sub-vertical slip along a major outward dipping fault (profile II' – Fig. 3). South of the Stífluhólar rock-avalanche, the upper slope deformation consists mainly of a bulged slope intersected by counterscarps (profiles FF', GG', HH' and II' - Fig. 3). The counterscarps display NNW-SSE to NNE-SSW orientations and converge northward. They are straight or arcuate, 100-1000 m in length and 1-10 m in height.

In conclusion, the upper slope of the Holtshyrna ridge consists of an assemblage of extensional bedrock deformation typical of DSGSD, with near-surface outward dipping and inward dipping fault scarps along bulged slopes, respectively (Fig. 5 A, B, C and D).

4.1.2 Lower slope landslides

The toe of the western slope of the Holtshyrna ridge is covered by landslide deposits (Fig. 2) that originated in the 12° west-dipping basaltic sequence. They consist of mostly translational failures of bedrock wedges controlled by discontinuities in the lava pile. The landslide deposits exhibit a wide range of run-out displacement magnitudes, from long-traveled (i.e. cataclasmic landslides) to short-traveled (i.e. arrested landslides). The former display well-defined landslide mass bodies disconnected from their source area and exhibit sharp head/sidescarps. The latter are characterized by poorly-defined mass bodies and unclear head/sidescarps as their deposits have remained partly in their source area.

The Stífluhólar rock-avalanche represents a notable exception to this classification. It is characterized by an exceptionally long run-out distance (the largest one documented to

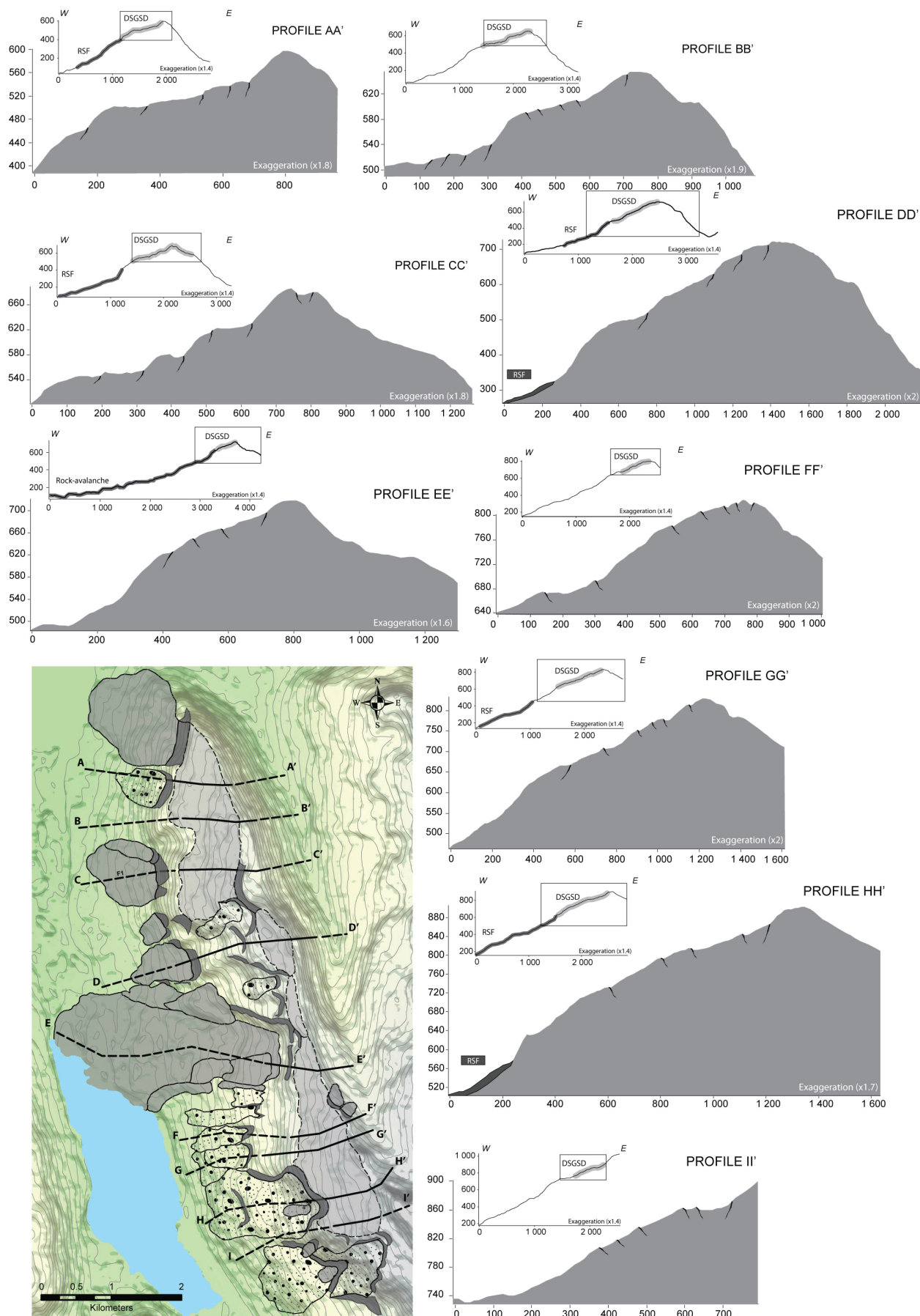


Fig. 3 - Transverse elevation profiles along the Holtshyrna ridge extracted from the ASTER DEM. Note the transition between the upper slopes affected by DSGSD and the lower slopes affected by landslides.

Fig. 3 - Profils d'altitude transversaux réalisés le long du massif du Holtshyrna et extraits à partir du MNT ASTER. Notez la transition entre la partie haute du versant soumise au processus de déformation par étalement gravitaire et la partie basse, affectée par des glissements de terrain.

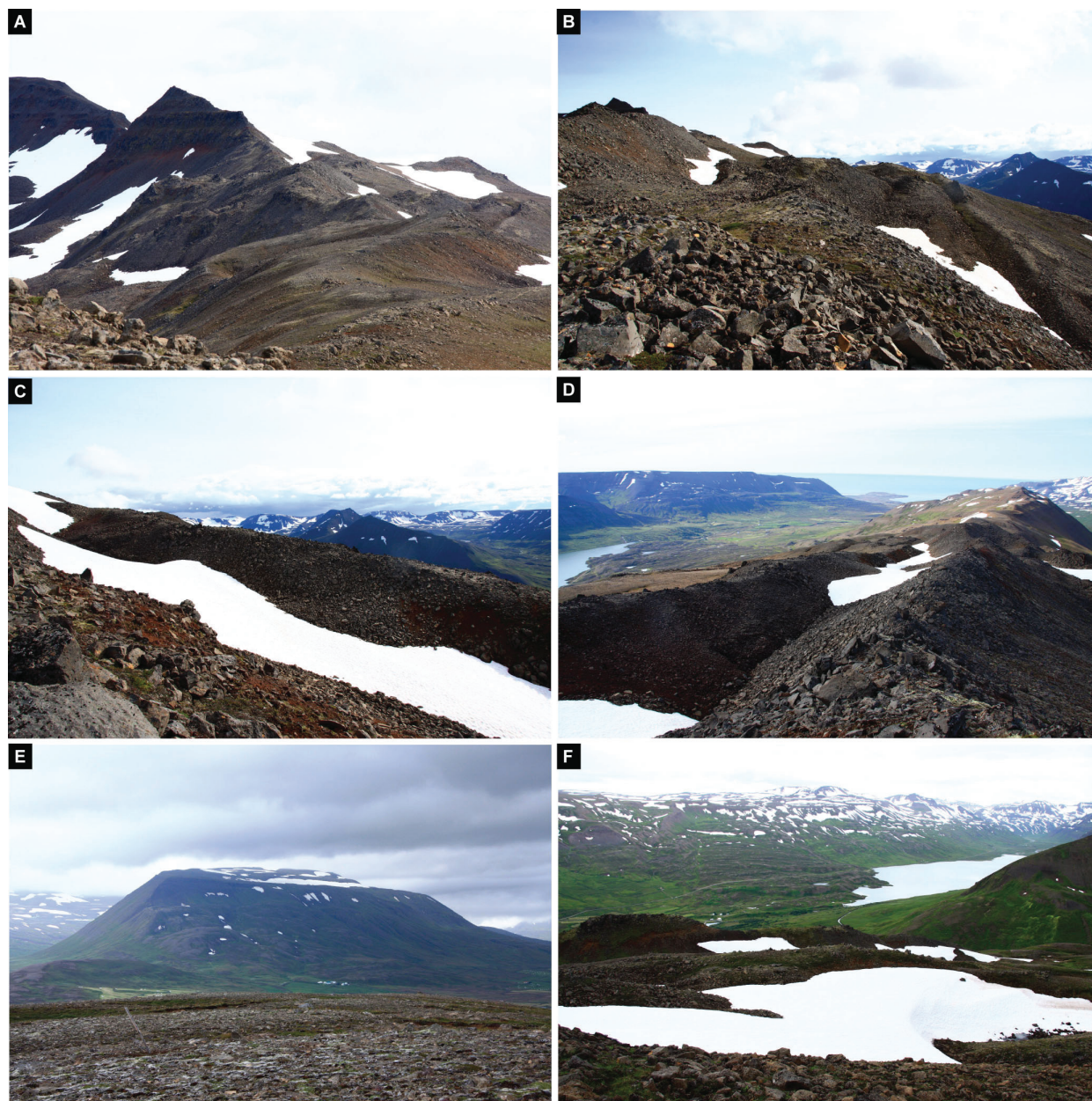


Fig. 4 - Views of the Holtshyrna ridge geomorphological units (DSGSD and landslide features)

Fig. 4 - Vues sur les entités géomorphologiques du massif du Holtshyrna (déformations par étalement gravitaire et glissements)

A: View to the northernmost part of the Holtshyrna mountain side – note that the steep landslide headscarp is aligned on the upslope DSGSD scarps (outlined by snow-patches); B: View toward the Stífluhólar rock-avalanche from the opposite valley-side – note that the deposit has dammed the valley floor, resulting in the formation of the Stífluvatn upstream; C: View southward from the upper slope adjacent to the Stífluhólar – the ridge is affected by a DSGSD, resulting in the formation of de-doubled ridges and arcuate counterscarps aligned with slopes; D: View of the southern upper slope adjacent to the Stífluhólar – note the succession of stair-cased linear counterscarps 5-8 m in height aligned with slopes; E: View within a DSGSD counterscarp; F: View toward the north. Note the deformations related to the DSGSD in the foreground and the distal part of the Höfðahólar rock-avalanche deposit in the background

A : Vue sur la partie nord du massif du Holtshyrna – noter que le plan de glissement est aligné sur les déformations par étalement gravitaire de la partie haute du versant (soulignées par les névés) ; B : Vue sur l'avalanche rocheuse du Stífluhólar depuis le versant opposé – noter que le dépôt a barré le fond de vallée, provoquant la formation en amont du lac de Stífluvatn ; C : Vue vers le sud depuis le versant adjacent au Stífluhólar – la crête a subi des déformations par étalement gravitaire, provoquant la formation de crêtes dédoublées et d'escarpements à regard amont sur les versants adjacents ; D : vue sur la partie haute du versant, directement au sud du Stífluhólar – noter la succession d'escarpements à regard amont, de 5 à 8 m de hauteur, étagés et alignés sur les courbes de niveau ; E : Vue sur le revers d'un escarpement à regard amont ; F : Vue vers le nord. Noter au premier plan les déformations par étalement gravitaire et à l'arrière-plan, la partie distale du dépôt de l'avalanche rocheuse du Stífluhólar.

date in the Skagafjörður area) and includes sliding and flowing processes (Fig. 5). The rock-avalanche originated in a low-gradient slope (20-25°) and at an elevation ranging from 640 to 690 m a.s.l. (profile EE' – Fig. 3). The main west-facing headscarp consists of a steep slope (50°), approximately 100 m in height and 800 m in length. This is connected to a major south-

facing sidescarp 140 m in height and 1.2 km in length. Above both the headscarp and the sidescarp, the upper slope is affected by DSGSD scarps and counterscarps. The main deposit exhibits an elongated shape stretching westward over 3.25 km; it is 800 m in width in its proximal part and reaches a maximal width of 1.7 km in its distal part. At the toe, the top

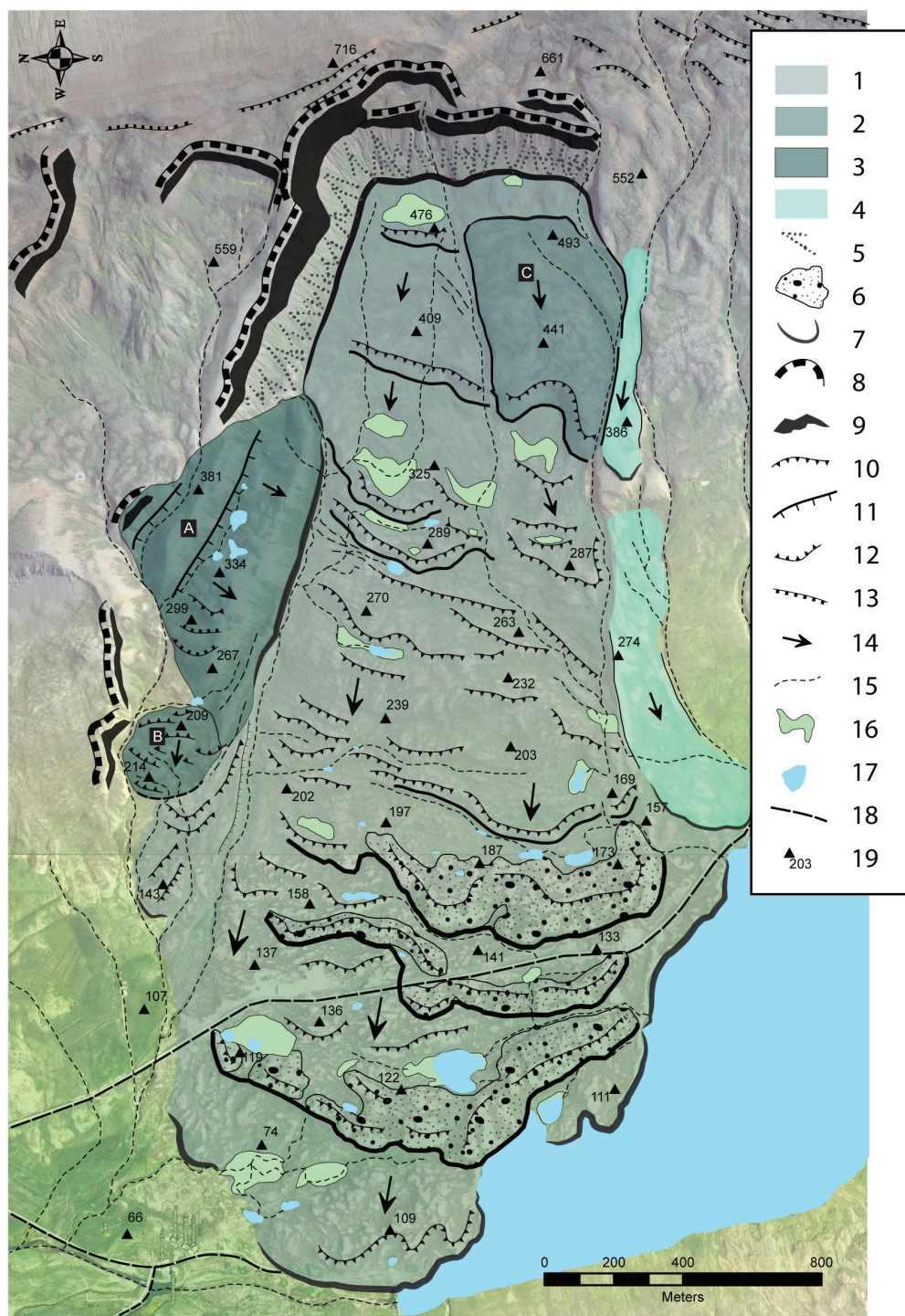


Fig. 5 - Geomorphological map of the Stifluhólar rock-avalanche

Fig. 5 - Carte géomorphologique de l'avalanche rocheuse du Stifluhólar

1: Rock-avalanche deposit; 2: Secondary translational landslide deposit; 3: Rotational landslide; 4: Other slope deposits; 5: Scree; 6: Main transversal ridges; 7: Contour of landslide deposit; 8: Landslide scarp; 9: Sliding plane; 10: Break-in-slope; 11: Fault; 12: Counterscarp; 13: DSGSD scarps; 14: Direction of slide; 15: Drainage; 16: Peat bog area; 17: Lake; 18: Road; 19: Elevation point

1 : Dépôt d'avalanche rocheuse ; 2 : dépôt de glissement translationnel secondaire ; 3 : glissement rotationnel ; 4 : Autre dépôt de pente ; 5 : Eboulis ; 6 : Principaux bourrelets de glissement ; 7 : Contours de glissement ; 8 : Escarpement de glissement ; 9 : Plan de glissement ; 10 : Rupture de pente ; 11 : Faille ; 12 : Escarpement à regard amont ; 13 : Déformation par étalement gravitaire ; 14 : Direction du glissement ; 15 : Réseau hydrographique ; 16 : Tourbière ; 17 : Lac ; 18 : Route ; 19 : Altitude

of the deposit stands 30 to 50 m higher than the valley floor, providing an approximation of the thickness of the landslide. The rock-avalanche deposit is crossed by a succession of transverse ridges, 30 to 50 m high, aligned approximately with contour slopes, a pattern commonly observed on rock-avalanches spreading into large and open terrains (Hewitt et al., 2008). These ridges might reflect topographic irregularities of the slope buried by the rock-avalanche or they might be deformation features produced during the emplacement of the rock-avalanche. The drainage has been modified by the rock-avalanche. On the rock-avalanche deposits, the water fluxes were trapped in depressions at the back of the ridges, forming peat bogs and small lakes. Upstream, the rock-avalanche distal part dammed the Fljótaá drainage and formed Lake Stífluvatn. According to field observations on natural exposed sequences, the material from the source area is poorly preserved with only a few angular blocks embedded in a fine matrix of pulverized rock. A secondary landslide occurred after the main rock-avalanche event. The western part of the main sidescarp has been affected by a rotational landslide extending over $0.3 \times 10^6 \text{ m}^2$ (Fig. 5 A). This landslide consists of an assemblage of two rotational blocks. Adjacent to these blocks, a smaller landslide also occurred, partly rotational in origin as suggested by the presence of well-preserved cornice remnants in the upper part of the deposit (Fig. 5 B). The proximal part of the rock-avalanche is overlain by a more recent landslide deposit (Fig. 5 C), which also indicates that the Stífluhólar landslide system experienced more than one period of activity.

4.2 Relationship between DSGSD and landsliding

The headscarp of the northernmost landslide of the Holtshyrna ridge is connected to a DSGSD scarp, which suggests that the landslide failure plane is derived from a failure plane initiated by DSGSD (Fig. 4 E). The deep-seated hollow depression formed by the Stífluhólar rock-avalanche is surrounded by extensive DSGSD deformation (i) on the adjacent northern slope,

above the steep south-facing sidescarp and (ii) on the adjacent eastward slope, above the main headscarp. This observation supports the idea that the Stífluhólar rock-avalanche occurred on a slope previously affected by DSGSD. In several other places along the ridge, landslide headscarps are located in the extension of areas affected by DSGSD, which suggests that the landslide headscarps were initiated along DSGSD failure planes (profiles AA', CC', DD' and EE' – Fig. 3).

Of the 61 DSGSD scarps and counterscarps mapped in this study, 38 strike between 355° and 30° north while 25 of the 45 landslide headscarps also strike between 355° and 30° north. Thus, 71% of the landslide headscarps display a similar orientation to the DSGSD faults (Fig. 6). These spatial relationships support the idea that DSGSD can act as a significant contributor to landsliding. However, the lack of obvious spatial connections between DSGSD and landslides in the southern part of the ridge indicates that DSGSD is not systematically followed by landsliding.

4.3 Dating of the Stífluhólar rock-avalanche

The excavated pits exhibit at least three of the five Hekla tephras commonly observed in Skagafjörður (Fig. 7). The tephra H 1104 AD is present in all the pits except log 3, while the basaltic tephra H 1766 AD is only observed in logs 3 and 6. The oldest Hekla tephras H3 and H4 were found over the main rock-avalanche (logs 1–5) and in the secondary landslide deposit (log 6) indicating that the Stífluhólar rock-avalanche occurred before $4211 \pm 31 \text{ cal. yr BP}$. The thickness of the post-landslide sediments observed under this chronological benchmark in the excavated pits suggests that the landslide is much older. In log 2, an age of $6810 \pm 350 \text{ cal. yr. BP}$ (GdS-1871) and $7455 \pm 485 \text{ cal. yr. BP}$ (GdS-1872) was obtained for wood macrorests collected in soils located 52 cm and 119 cm, respectively, under H4 (Table 1). These wood-rich soil layers suggest that a woodland of birch formed within the depressions on the landslide during the Atlantic, a period that experienced the warm and moist conditions that

favor birch development in Northern Iceland (Stötter et al., 1999; Caseldine et al., 2006). The pit bottom is located 55 cm under this oldest sample and 220 cm under the topographic surface, indicating that the landslide is older than 7455 ± 485 cal. yr. BP. An age-depth model was established to constrain better the minimal age of the rock-avalanche. Following a methodology proposed by Blaauw (2010), using the clam software and the free statistical software R, the age-depth model was designed to extrapolate the age of layers at the pit bottom from ages measured at higher levels in the pit. The age-depth model was only carried out for pit 2, which was the only one to fulfill all the conditions required to obtain

an age estimation with a 95% confidence range. Several kinds of extrapolation functions were tested: linear, polynomial, smooth spline and cubic spline. The best fit was obtained with a linear function (Fig. 8). For the lowest soil layer at the pit bottom, the age-depth model provides an estimated age of about 8200 ± 1400 or 9700 ± 1500 cal. yr. BP from models using respectively a linear or a smooth spline extrapolation function (Table 2). Without geotechnical support to excavate the pit further, the thickness of the soil layer between the pit bottom at 220 cm and the contact with the landslide clasts remains unknown. Hence, the age-depth model age estimations are probably still underestimated. The top of the landslide deposit was probably only reached in log 3, 40 cm under H4 and 160 cm under the topographic surface. An age-depth model could not be established for this log, given the lack of age-constrained layers there. In other logs, the thickness

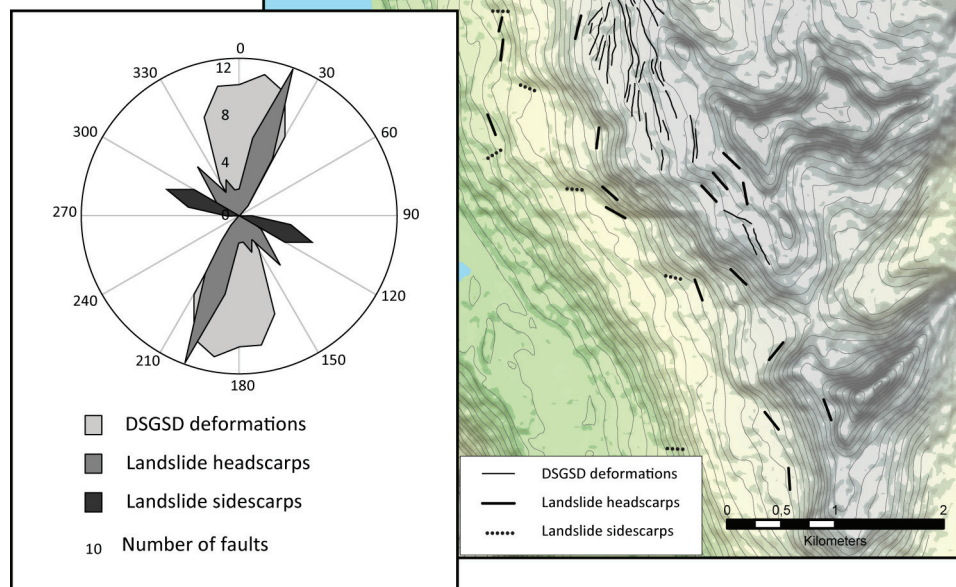


Fig. 6 - Orientation of DSGSD features compared with orientation of landslide headscarps and sidescarps. Both display a similar orientation. **Fig. 6** - Orientations des structures de déformation par étalements gravitaire comparée à celle des escarpements frontaux et latéraux des glissements de terrain. Ils présentent tous des orientations similaires.

of the soil layer between H4 and the bottom of the pit ranges between 36 cm (log 6) and 174 cm (log 2). To summarize, the radiocarbon age measurements combined with the results from the age-depth model provide a minimal age of 8200 ± 1400 cal. yr. BP for the main rock-avalanche event in Stífluhólar. The secondary landslides located along the south-facing sidescarp occurred between this time and the fallout of H4 (4211 ± 31 cal. yr BP).

Absolute age measurements are lacking to constrain the Stífluhólar rock-avalanche into a

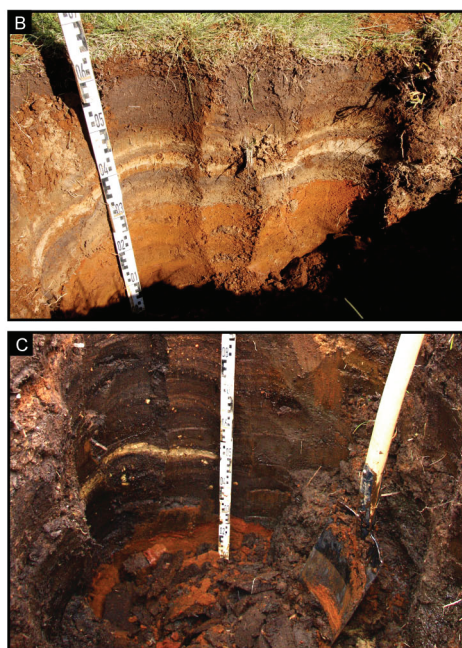
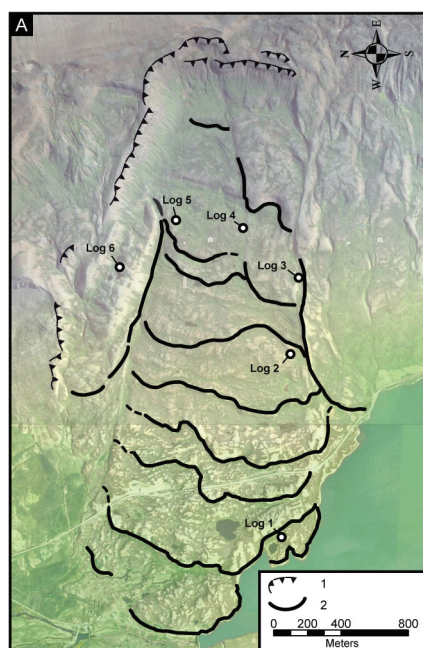


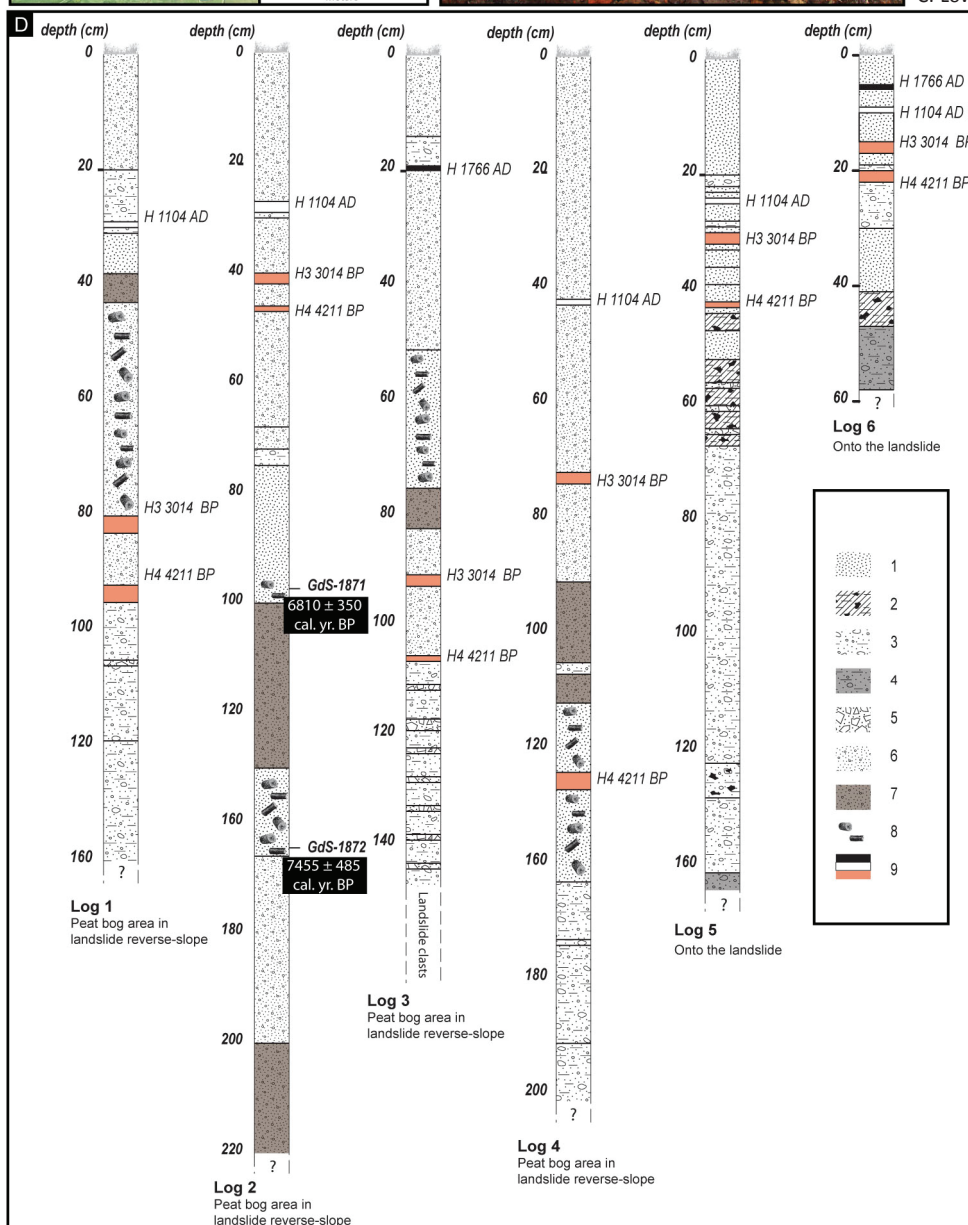
Fig. 7 - Aerial orthophoto of the Stifluhólar rock-avalanche with location of the excavated pits (A), photograph of the upper section of log 6 – note the two light-colored siliceous tephra H3 and H4 (B), photograph of the lower section of log 4 – note the presence of birch remnants in peat units (C), and detailed description of stratigraphic units in excavated pits.

Fig. 7 - Orthophoto de l'avalanche rocheuse du Stifluhólar et localisation des fosses (A), photographie de la partie supérieure de la fosse 6 – à noter la présence des deux tephra siliceuses de couleur ocre H3 et H4 (B), photographie de la partie inférieure de la fosse 2 – à noter la présence de macro-restes de betula (C) et une description détaillée des unités stratigraphiques des fosses

A: Location of the log sections mapped on an aerial view of the Stifluhólar landslide. 1: Landslide scarps; 2: Landslide transverse ridges

B: Upper part of the log 6 section dug in the landslide deposit. In light ocher, tephra H3 and H4.

C: Lower part of the log 4 section dug in the peat bog area. Light patches correspond to birch remnants.



D: Sediment profiles and interpretation of deposits. 1: Soil; 2: Soil with clasts; 3: Clay; 4: Hard black sandy clay; 5: Minerogenic; 6: Peat; 7: Peat with wood; 8: Birch wood; 9: Tephra ash layers

A: Localisation des fosses cartographiées sur l'orthophoto de l'avalanche rocheuse du Stifluhólar. 1: escarpement de glissement ; 2: Bourrelets de glissement

B : Partie supérieure de la fosse 6 excavée sur le glissement. En ocre clair, les tephra H3 et H4.

C : Partie inférieure de la fosse 4 excavée dans une tourbière. Les taches claires correspondent à des macro-restes végétaux.

D : Profils sédimentaires et interprétation des unités stratigraphiques. 1 : Sol ; 2 : Sol avec cailloux ; 3 : Argile ; 4 : Argile à sable noir induré ; 5 : Lits de cailloutis ; 6 : Tourbe ; 7 : Tourbe avec macro-restes de Betula ; 8 : Betula ; 9 : Couches de tephra

Wood sample number	Pit	Laboratory code	Time (^{14}C BP)	Calibrated age BP (range 95%)
Peat 04-08-14/001	2	GdS-1871	5940 \pm 140	6810 \pm 350
Peat 04-08-14/002	2	GdS-1872	6580 \pm 240	7455 \pm 485

Table 1 - ^{14}C radiocarbon age measurement
Table 1 - Datation radiocarbore C^{14}

Pit	Oldest sample depth (cm)	Oldest sample age (ca. yr. BP)	Pit bottom depth (cm)	Number of dating points	Age estimate of the pit bottom (95%, cal. yr. BP)			
					Linear interpolation between dated levels	Cubic spline	Smooth spline	Polynomial regression
2	165	7455 \pm 485 (GdS-1872)	220	5	8240 \pm 1313	N/A	9702 \pm 1508	N/A

Table 2 - Age-depth model results
Table 2 - Résultats du modèle âge-profondeur

narrower chronological frame. Nevertheless, field observations together with a review of the Late Weichselian deglaciation studies in Iceland provide good support for hypotheses about the maximal age of the rock-avalanche event. The presence of well-preserved transverse ridges with sharp scarps and steep slopes in the distal part of the rock-avalanche suggests that the landslide event occurred after the last stage of deglaciation. Otherwise, the ridges would probably have been smoothed by the glacier and/

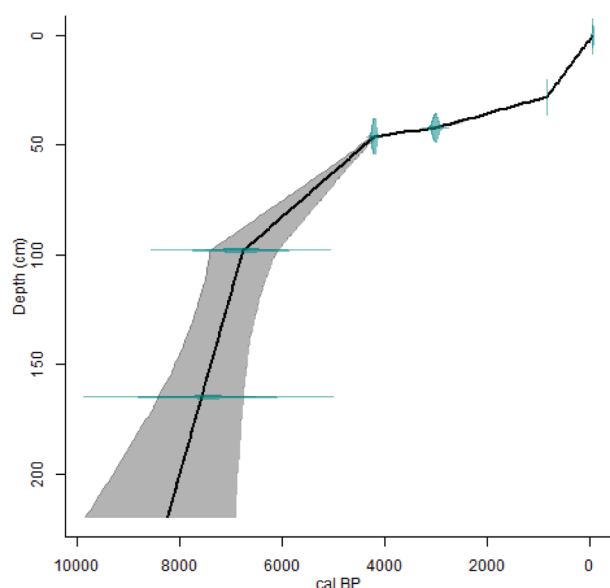


Fig. 8 - Age/Depth plot carried out for the pit 2. The age is obtained on the basis of a linear extrapolation function

Fig. 8 - Graphique Age/Profondeur réalisé sur la section 2. L'âge est obtenu sur la base d'une fonction d'extrapolation linéaire

or buried under glacial deposits. A post-glacial origin for the rock-avalanche is also supported by stratigraphic observations in six logs. There is no evidence of glacial till in log 3, the only one displaying a complete post-landslide stratigraphic sequence as it reaches the landslide material. The timing of the Late Weichselian deglaciation remains uncertain in Iceland, but

ages of 15-13 ka cal. yr. BP have been proposed from core studies on the marine shelf (Andrew et al., 2000; Eiríksson et al., 2000; Geirsdóttir et al., 2002; Andrews and Helgadóttir, 2003) and from radiocarbon dating on raised-beaches (Ingólfsson and Norðdahl, 1994; Norðdahl and Pétursson, 2005).

The absence of the Saksunarvatn ash tephra layer (10.2 ka cal. yr. BP) in all six excavated pits might suggest that the rock-avalanche occurred after 10.2 ka cal. yr. BP. However, this assumption remains uncertain. First, the spatial distribution of the Saksunarvatn tephra fallout can vary from one location to another, given local topographic, atmospheric and meteorological conditions. Second, even if the fallout occurs, slope processes along freshly exposed and denudated landslide surfaces can rapidly wash out the tephra downslope. Third, with the exception of pit 3, the Saksunarvatn tephra layer might have survived on landslide slopes but at a deeper location than the pit bottom. Thus, a landslide age older than 10.2 ka cal. yr. BP cannot be excluded.

In summary, the rock-avalanche event of Stífluhólar occurred at the Pleistocene-Holocene transition, between the end of the late Weichselian deglaciation around 15-13 ka cal. yr. BP (maximal age) and 8200 \pm 1400 cal. yr. BP (minimal age).

5 Discussion

5.1 Chronological relationships between deglaciation and landsliding

In the paraglacial exhaustion model proposed by Cruden and Hu (1993) and Ballantyne (2002), deglaciation is followed by slope defor-

mation and failure, a paraglacial activity that tends to decrease over time. Based on cosmogenic isotope exposure ages carried out on 31 RSFs in Scotland and Northwestern Ireland, Ballantyne et al. (2014) found that the timing of landslide activity spans the entire post-glacial times, from 18.2 ± 1.2 ka to 1.7 ± 0.2 ka, with a peak at 1600-1700 years after deglaciation. From a worldwide review of available age measurements of prehistoric landslides, McColl (2012) concluded that most of them occurred some thousands of years after the Late-Glacial ice recession, around 10-8 ka cal. yr. BP. This time-lag between deglaciation and landslide activity is also observed in Iceland. In the Skagafjörður area, the age of two landslides was constrained by combining raised-shorelines, radiocarbon age measurements, tephrochronology and age-depth models: (i) the Höfðahólar rock-avalanche ($65^{\circ}59'9.63''\text{N}$ and $19^{\circ}23'15.97''\text{W}$) occurred between 9000 and 8200 ± 50 cal. yr. BP (Mercier et al., 2013) and (ii) the Vatn landslide ($65^{\circ}57'21.8''\text{N}$ and $19^{\circ}23'45.54''\text{W}$) was activated between 11400 and 10800 cal. yr. BP (Decaulne et al., accepted). As they are located beyond the Younger Dryas maximal ice-extent, the Höfðahólar rock-avalanche and the Vatn landslide occurred on slopes deglaciated since the Late Weichselian at around 15-13 ka cal. yr. BP, meaning that they occurred around 4000 to 7000 years and 1500 to 4300 years, respectively, after deglaciation. Several other pits have also been investigated in other landslide deposits in the Skagafjörður area. Tephra H4 is systematically found in the excavated pits, suggesting that these landslides were triggered before 4211 ± 31 cal. yr BP. The tephra H5 was also found in a peat area on the Tjarnadalir landslide ($66^{\circ}8'54''\text{N}$ and $19^{\circ}1'50''\text{W}$) in the outermost part of the Skagafjörður, which indicates a minimal age of 6100 yr. cal. BP for this landslide (Haflíðason, 1982). The presence of thick soil layers under these tephras indicates that sedimentation on the landslides started well before these volcanic events, suggesting that most landslides occurred during the Pleistocene-early Holocene transition, similar to the Höfðahólar and Vatn landslides. The timing between deglaciation and their activation re-

mains uncertain, however, given the absence of chronological constraints on their maximal age. Most of them probably took place during the Pleistocene-Holocene transition, like the Vatn landslide, or during the early Holocene, like the Höfðahólar rock-avalanche. According to the age measurement results provided in this study, the Stífluhólar rock-avalanche occurred around 3300 to 5300 years after deglaciation, a time-lag very similar to those estimated for other landslides in Skagafjörður (Mercier et al., 2013) and elsewhere in the world (McColl, 2012; Ballantyne et al., 2014).

5.2 DSGSD as a potential precursor of landsliding

The time-lag observed in Iceland and elsewhere between deglaciation and the triggering of landslides suggests that the bedrock response to deglaciation is a long-lived process that persists long after complete deglaciation. This time-lag also supports the hypothesis that deglaciated rock slopes can experience progressive rock-mass strength degradation and DSGSD development before the initiation of landslides and rock-avalanches. However, the existence of a causal link between DSGSD and landsliding is a controversial issue. The potential relationships between these two major gravitational slope processes have been addressed on the bases of surface observations (Evans and Couture, 2002; Mège and Bourgeois, 2011), correlations between spatial distributions of DSGSD and landslides (Capitani et al., 2013), cosmogenic age measurements and kinematic reconstruction of nested landforms (Bigot-Cormier et al., 2005), and numerical modeling (Bachmann et al., 2009). Many landslides and rock-avalanches in the world occurred on slopes that had previously experienced DSGSD. This is the case of the 1965 Hope rock-avalanche in British Columbia, which corresponds to the brutal termination of a DSGSD that had spanned the Holocene (Evans and Couture, 2002). However, Savigny and Clague (1992) observed that a significant part of its sliding plane consists of a dyke of altered material, suggesting that the landslide was also controlled by pre-existing structural

weaknesses. In the central Italian Alps, DSGSD is commonly observed together with contiguous or nested landslides, and a temporal DSGSD-landslide succession has been proposed (Ambrosi and Crosta, 2006). By using cosmogenic age measurements on a slope affected by both DSGSD and landsliding in the French Alps, Bigot-Cormier et al. (2005) demonstrated that landsliding on this slope was controlled by previous DSGSD. In Tuscany (Italy), Capitani et al. (2013) noted a positive correlation between the spatial distribution of DSGSD and landslides, and argued that DSGSD significantly affects landslide distribution. The relationship between DSGSD and landsliding has also been investigated in extraterrestrial locations: in the Valles Marineris (Mars), Bourgeois and Mège (2011) and Gourronc et al. (2014) interpreted a series of ridge-top depressions as crestal grabens produced by DSGSD and argued that they had a genetic relationship with landslides on ridge slopes. However, the link between DSGSD and landsliding has been disputed. Many areas in the world are rich in landslides but do not display evidence of DSGSD (Evans et al., 2006). From a review of the pattern of RSFs in mountains, Hewitt et al. (2008) observed that many rock-avalanches occur in relatively massive lithologies, more or less preserved at the moment of failure. Conversely, landslides are absent in many areas affected by DSGSD, suggesting that DSGSD is not a prerequisite to trigger them. DSGSDs can also reduce the steepening of slopes and counterbalance the increase in slope stresses induced by deglaciation, hence reducing rather than exacerbating slope instabilities (Hewitt et al., 2008).

The landslides on the Holtshyrna ridge, described here, seem to derive partly from DSGSD. This is not the case on the Hnjúkar ridge, 22 km south of the study area, which is deeply affected by DSGSD but where landslides are uncommon (Coquin et al., 2015). This probably means that landsliding is the result of a complex combination of several predisposing, preparatory and triggering controls that may vary from one location to another. DSGSD may lead to the formation of distributed sub-vertical joints parallel to valley slopes, but these may not be sufficient to generate landslides by themselves,

as uninterrupted detachment surfaces may be lacking. The existence of additional preconditioning factors (e.g. conform-dip slope bedding planes or pre-existing weakness planes) or triggering factors (e.g. seismic activity) may be necessary to trigger landsliding in areas affected by DSGSD.

In high-latitude environments that were covered by ice-sheets during the Quaternary, deglaciation was followed by an increase in seismic activity due to the post-glacial rebound. In Iceland, the maximal rate of post-glacial rebound is observed at about 10–8 ka cal. yr. BP. (Biessy et al., 2008; Le Breton et al., 2010), consistent with the timing of landslide events (Mercier et al., 2013), which supports the hypothesis that seismic shaking was a major landslide trigger during the early Holocene. The slow-motion rock-mass deformation induced by DSGSD may have increased suddenly during episodic seismic events, resulting in catastrophic landslides. Further work would help to demonstrate the relationship between DSGSD and landslides at the regional scale.

5.3 Timing and controls of the DSGSD-rock-avalanche sequence

Controls of the DSGSD-rock-avalanche sequence are complex and include: (i) preconditioning factors, i.e. lithology and structure (rock-mass strength, layer dip, tectonic assemblage); (ii) preparatory factors, which contribute to reducing the slope stability until a critical threshold, including paraglacial readjustments (i.e. the rock-slope response to glacial unloading and debuttreassing during and after the shrinking of glaciers) and (iii) triggering factors that go over the critical threshold beyond which the slope failure occurs (McColl, 2012).

In the present case study, the main preconditioning contributor is related to the dipping of the bedrock basaltic sequence that conforms to the local topography, a pattern in favor of landsliding, and the presence of poorly cohesive layers intercalated between the basaltic piles. The basal sliding plane of the Stífluhólar is probably partly derived from one of these poorly cohesive layers (Fig. 9). The rock-ava-

lanche might also have taken place along a dyke or a fault within the basaltic sequence. Dykes and faults represent planes of weaknesses within basaltic piles and are widespread in the Skagafjörður area (Garcia et al., 2003).

The DSGSD timing reconstruction is based on two observations: (i) the excellent state of preservation of the DSGSD scarps and counterscarps over all the Holtshyrna ridge, which indicates that the DSGSD was initiated after or synchronously with the ice-sheet withdrawal during the Late Weichselian deglaciation (otherwise, glaciers would have dismantled these features) and (ii) the minimal age of 8200 ± 1400 cal. yr. BP of the rock-avalanche, which indicates that the DSGSD was initiated before this time. Hence, the DSGSD was activated during a sequence spanning the Late Weichselian

deglaciation and the early-Holocene transition (Fig. 10). This short lag-time between the Late Weichselian deglaciation and the onset of DSGSD suggests that deglaciation exerted a significant influence on DSGSD activation.

Considering the low intrinsic gravitational potential of the Holtshyrna ridge, due to its low relief, the DSGSD is probably primarily related to post-glacial unloading processes (i.e. joint propagation induced by rock stress release) rather than by rock slope steepening under glacial erosion processes. We hypothesize that, during deglaciation, the rock stress release first affected the deglaciated upper slopes while the lower ones were still occupied by glaciers. This differential stress redistribution along slopes generates a zone of tensile stress along upper slopes, resulting in the formation of neo-joints,

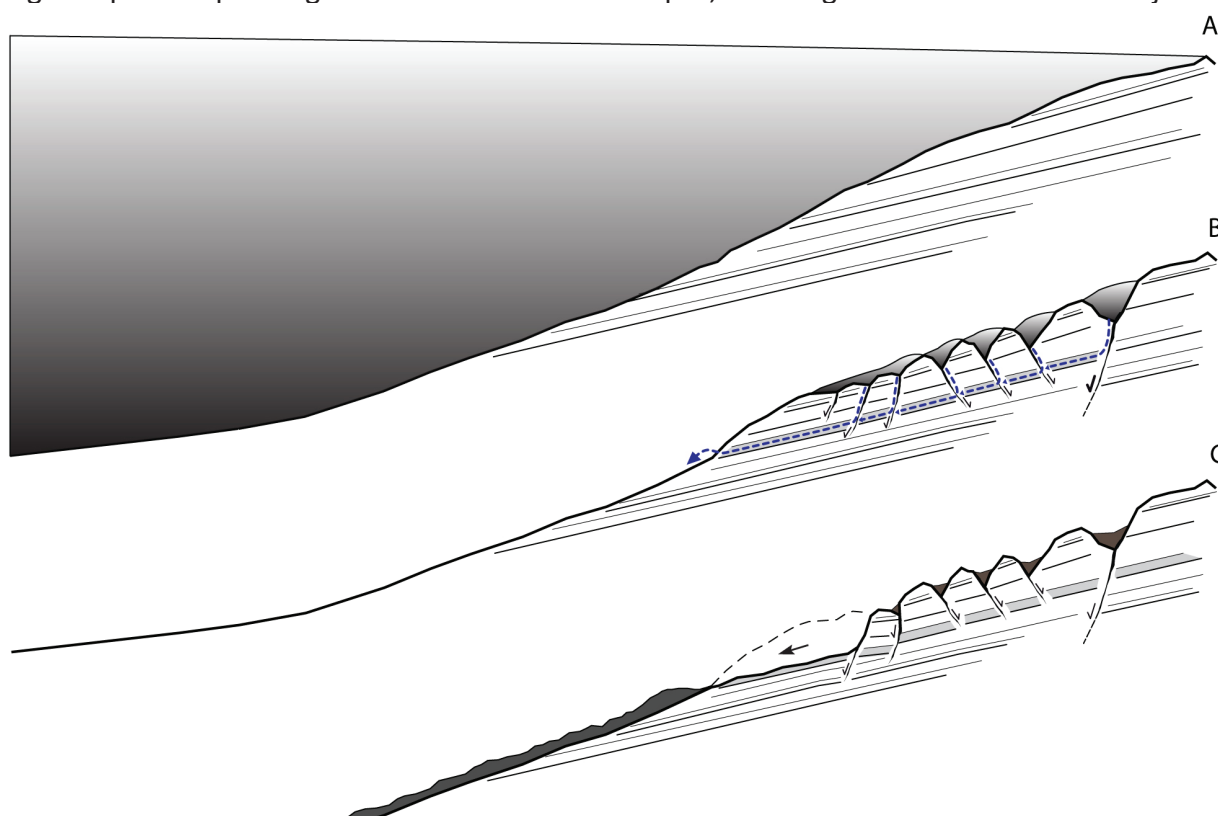


Fig. 9 - Proposed transversal cross-profile evolution of the Stifluhólar slope during the Late Weichselian deglaciation.

Fig. 9 - Evolution idéalisée du profil transversal le long du versant du Stifluhólar au cours de la déglaciation du Weichselien tardif.

A: Earlier stage of Late Weichselian deglaciation before 15 ka cal. yr. BP – the valley is still occupied by a glacier and slopes are stable; B: End of the Late Weichselian deglaciation around 15–13 ka cal. yr. BP. The upper slope is affected by DSGSD with sub-vertical joint propagation, resulting in the formation of a hummocky topographic surface with stepped ridges and depressions. Water supplied by permafrost thawing and snow-patch melting infiltrates the near-surface joints related to the DSGSD and springs out along the weakness planes of altered palagonite layers between the lava piles; C: Late Weichselian deglaciation – Holocene transition. Water infiltration weakens the palagonite layer and leads to the complete development of the failure plane. The rock-avalanche is probably triggered by seismic shaking due to post-glacial rebound.

A : Stade précoce de la déglaciation du Weichselien tardif avant 15 ka. cal. yr. BP – la vallée est occupée par un glacier et les pentes sont stables ; B : Fin de la déglaciation du Weichselien tardif autour de 15 – 13 ka. cal. yr. BP. La partie haute du versant subit des déformations par étalement gravitaire avec le développement de joints sub-vectifs, provoquant la formation d'une topographie accidentée avec étagement de crêtes et de dépressions. Les eaux issues du dégel du pergélisol ainsi que de la fonte des névés s'infiltrer le long des joints dans le substrat rocheux et resurgissent à mi-pente, le long des lits rocheux altérés par des processus de palagonisation ; C : Transition entre la déglaciation du Weichselien tardif et l'Holocène. L'infiltration des eaux fragilise les lits rocheux altérés et conduisent au développement progressive du plan de faille. L'activité sismique associée au rebond glacio-isostatique a probablement déclenché l'avalanche rocheuse du Stifluhólar.

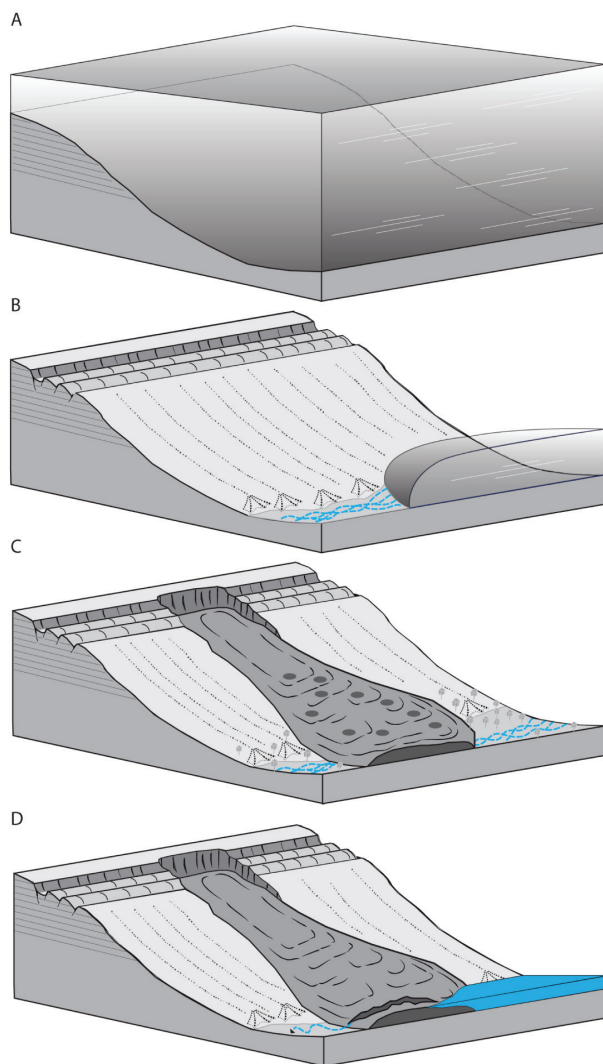


Fig. 10 - Chronological reconstruction of DSGSD and rock-avalanche events, from the Last Glacial Maximum to the present day.

Fig. 10 - Reconstitution chronologique de la séquence étalement gravitaire – avalanche rocheuse du Stífluhólar depuis le dernier maximum glaciaire jusqu'à nos jours.

A: Last Glacial Maximum condition around 18 ka cal. yr. BP; B: Initiation of the DSGSD along the upper slope of the Stífluhólar at the end of the Late Weichselian deglaciation, probably around 15 to 13 ka cal. yr. BP; C: Before 9702 ± 1508 cal. yr. BP - activation of the rock-avalanche damming the valley floor, resulting in the formation of the Stífluvatn; D: The present situation.

A : Situation durant le dernier maximum glaciaire autour de 18 ka. cal. yr. BP ; B : Initiation des déformations par étalement gravitaire sur la partie du versant du Stífluhólar à la fin de la déglaciation du Weichselien tardif, autour de 15 à 13 ka. cal. yr. BP ; C : Avant 9702 ± 1508 cal. yr. BP - déclenchement de l'avalanche rocheuse provoquant un barrage naturel dans le fond de vallée et la formation du lac de Stífluvatn ; D : Situation actuelle.

roughly parallel to the valley axes and ice flow (Bovies, 1982). At the slope scale, the propagation of neo-joints beneath the surface was followed by the gravitational displacement of the on-slope aligned fractured blocks, producing the lateral spread of the overall mountain range. These large-scale slope deformations lead to the formation of a well-developed staircase assemblage of ridge-crest grabens, scarps and counterscarps, which affected the entire mountain slope, typical of DSGSD (Fig. 9).

Only kinematic scenario assumptions can be proposed about the triggering controls as no field observations can be made about them. The transition from sub-critical slope instabilities in the form of DSGSD to a rock-avalanche can be either gradual (without involving a trigger) or more sudden (requiring a trigger). The propagation of joints along sub-vertical planes, cutting across the basaltic bedded piles, can be assisted by water infiltration along the fractures. Once the poorly cohesive intercalated sedimentary layers are reached, water can be rerouted along these bedding discontinuities, gradually reducing slope stability. Alternatively, rapid joint propagation can be assisted by earthquakes, rapidly completing the failure plane required for a rock-avalanche to occur.

6 Conclusion

Surface observations and age measurements were carried out on the Holtshyrna ridge and the Stífluhólar rock-avalanche to address the question of possible spatial and temporal relationships between DSGSD and landsliding.

1) The spatial distribution of DSGSD features around the rock-avalanche together with the analyses of the orientation of DSGSD features and landslide headscarps suggest that landslides occurred along sliding planes initiated by DSGSD.

2) Age measurement results highlight that the rock-avalanche occurred between 15-13 ka cal. yr BP and 8200 ± 1400 cal. yr. BP.

3) This timing is in good agreement with previous studies on the dating of landslides in Skagafjörður and indicates a major paraglacial landslide activity at the Pleistocene-Holocene transition.

4) The initiation of DSGSD occurred before the rock-avalanche event, probably after the Late Weichselian deglaciation. This study thus supports the idea that DSGSD acted as a landsliding precursor on the Holtshyrna ridge, but comparisons with other examples in Northern Iceland and in the world indicate that DSGSD is only one failure mechanism among many

involved in generating landslides and rock-avalanches.

5) Considering the drivers, this study highlights: (i) the significant role of predisposing controls (i.e. the conform-dip slope of the bedding plane and the presence of intercalated poorly cohesive layers of palagonite between the lava piles), (ii) the strong influence of the post-glacial DSGSD as a major predisposing control on landslide activation and (iii) the potential contribution of the post-glacial enhanced seismic activity to triggering the rock-avalanche of Stífluhólar.

Acknowledgments

The authors thank those in charge of the radiocarbon laboratory of the Institute of Physics, Silesian University of Technology (Poland) and especially Dr Adam Michczyński for sample analysis, and the Laboratoire de Planétologie et Géodynamique at the University of Nantes (France), especially Christèle Guivel and Carole La, for the geochemical analyses of the tephra. We are also grateful to Helgi Páll Jónsson for his valuable help, logistic assistance and advice regarding tephra layers in Skagafjörður. The authors also thank Carol Robins for editing the English text. Financial support was provided by the National Center for Scientific Research (CNRS) through the GDR 3062 'Polar mutations' directed by Daniel Joly. Assistance was also received from LETG-Nantes-Géolittomer UMR 6554 directed by Denis Mercier.

SYNTHESE ET PERSPECTIVES



Vue depuis la rive orientale du Skagafjörður. Au second plan, le massif du Tindastóll.

CHAPITRE 5

SYNTHESE ET PERSPECTIVES

Des étalements gravitaires ont été identifiés dans différentes régions du monde. Sur le continent américain, de nombreuses déformations de versant par étalement gravitaire ont été observées dans les Rocheuses canadiennes (Bovis, 1990 ; Evans et Couture, 2002), dans les Rocheuses américaines (Tabor, 1971 ; Begget, 1985 ; Arsenault et Meigs, 2005) et dans les Andes (Audemard et al., 2010). Dans la partie occidentale de l'Europe, on en retrouve en Scandinavie (Hermanns, 2014) et dans les Highlands écossaises (Ballantyne, 1986 , 2008 ; Ballantyne et al., 2014 ; Jarman et Ballantyne, 2002 ; Jarman, 2006) ainsi que dans le nord-ouest de l'Angleterre (Wilson et Smith, 2006). Dans leur synthèse consacrée aux étalements gravitaires dans les Alpes, Crosta et al. (2013) en recensent 1033. On en trouve dans les Alpes françaises (Bigot-Cormier et al., 2005 ; Hippolyte et al., 2009), suisses et autrichiennes (Kellerer-Pirklbauer, 2010 ; Pedrazzini et al., 2013) et ils sont particulièrement bien décrits dans les Alpes italiennes (Agliardi et al, 2001 , 2009 ; Tibaldi et al., 2004 ; Ambrosi et Crosta, 2006). Des étalements gravitaires ont également été observés dans les Pyrénées (Gutiérrez-Santolalla et al., 2005) et dans les Carpates (Pánek et al., 2011). Un processus de déformation gravitaire a également été décrit sur le continent africain, dans le massif de l'Ogaden en Ethiopie (Mège et al., 2013), une région qui n'a pas été englacée au cours du Quaternaire. Ailleurs, ils ont été décrits en Himalaya (Shroder et Bishop, 1998), au Japon (Chigira, 1992) ainsi que dans les Alpes du sud de Nouvelle-Zélande (Beck, 1968 ; Mc Coll et Davies, 2013). Des processus similaires ont également été décrits sur Mars (Mège et Bourgeois, 2011). Ces processus sont

observés dans des contextes géologiques extrêmement diversifiés. Les réflexions qui ont été menées dans le cadre de cette thèse visant à comprendre et à caractériser le rôle des étalements gravitaires (i.e. vis-à-vis des mouvements de masse et du façonnement des auges et des cirques) à l'échelle de la région de Skagafjörður en Islande, représentent donc des pistes de recherche qui sont susceptibles d'être empruntées dans d'autres régions du globe et à d'autres échelles spatiales et temporelles d'analyse.

1 Le rôle de l'étalement gravitaire dans le façonnement des auges glaciaires

1.1 Synthèse

Les investigations réalisées le long du massif de Hnjúkar ont permis d'apporter un éclairage nouveau sur les interactions entre les processus d'érosion glaciaire et les processus d'étalement gravitaire dans le façonnement des auges. Nos observations révèlent d'une part que les auges du massif du Hnjúkar se sont mises en place au cours de la séquence de déglaciation du Weichselien Tardif, soulignant ainsi le fait que les déformations de versant et les processus d'érosion glaciaire se sont produits simultanément. Ces observations indiquent donc une mise en place extrêmement rapide des auges du Hnjúkar au cours d'une seule et même séquence de déglaciation. Nos observations indiquent d'autre part que les déformations par étalement gravitaire s'accompagnent de

la formation de dépressions topographiques le long des fossés d'effondrement sommitaux. Ces dépressions constituent des sites propices à l'accumulation de neige et au développement de glaciers. Il est également probable que la fracturation des parois qui accompagne l'ouverture de ces fossés d'effondrement soit susceptible d'accroître l'efficacité de l'action érosive exercée par les glaciers en favorisant l'arrachage des blocs fracturés par la dynamique d'étalement gravitaire. L'étalement gravitaire exerce ainsi un rôle déterminant dans le développement des auges en guidant le travail de l'érosion glaciaire et en accroissant son efficacité (fig. 1). A travers ces mécanismes, les processus d'érosion glaciaires et paraglaciaires (déformations de versant) se conjuguent et s'alimentent réciproquement pour favoriser le développement des auges.

1.2 Perspectives

Si une telle dynamique, qui combine processus de déformation gravitaire et érosion glaciaire est capable de produire les auges telles que celles du massif de Hnjúkar au cours de la séquence du Tardiglaciaire, dans quelle mesure cette dynamique a-t-elle contribué au façonnement des autres auges du massif de Tröllaskagi ? Et, dans l'hypothèse d'une influence similaire, combien de séquences glaciaires et paraglaciaires ont été nécessaires à leur façonnement ?

Ces interrogations ouvrent de nouvelles perspectives de recherche. On peut en effet envisager, à partir des résultats obtenus dans le massif de Hnjúkar, un modèle explicatif général de développement des auges à l'échelle du massif de Tröllaskagi qui intégrerait le rôle de l'étalement gravitaire dans leur façonnement (fig. 2). Dans ce modèle, la péninsule de Tröllaskagi aurait initialement constitué un haut-plateau continu et limité par les fjords Skagafjörður à l'ouest et l'Eyjafjörður à l'est (fig. 2, A). La déglaciation de ces fjords se serait accompagnée d'une dynamique gravitaire qui aurait affecté l'ensemble du plateau et se serait traduite par la formation d'une série de grabens sommitaux plus ou moins parallèles aux fjords (fig.

2, B). Le développement de ces grabens aurait été propice à l'accumulation de neige et à la formation de glaciers qui se seraient écoulés vers les fjords, contribuant ainsi à la formation des premières auges du massif (fig. 2, C). Des déformations similaires auraient affecté ensuite les versants le long de ces auges au cours d'une séquence de déglaciation ultérieure et auraient généré la formation de nouveaux grabens et de nouvelles auges (fig. 2, D). Ce modèle théorique de développement des auges, qui fonctionne de manière itérative – chaque cycle de déglaciation s'accompagne de la formation de fossés d'effondrement et d'auges de nouvelle génération – soulève de nombreuses interrogations : (i) peut-on identifier des auges appartenant à une même génération (ou à une même séquence paraglaciaire), sur la base de critères morphométriques (largeur, profondeur, volume) ou topologiques (ordination de Strahler) ? (ii) l'orientation des auges de rang inférieur (génération plus récente) par rapport aux auges de rang supérieur (génération plus ancienne) est-elle compatible avec une origine gravitaire ? (iii) La déglaciation des fjords au cours de la première itération est-elle suffisante pour déclencher un processus d'étalement gravitaire qui affecte l'ensemble du plateau de Tröllaskagi ? Pour répondre à ces questions, de nombreux développements sont possibles. Une analyse statistique pourrait permettre de dégager d'éventuelles corrélations entre la forme des auges (largeur, profondeur...) et leur appartenance à une séquence paraglaciaire (génération) établie par le modèle. Une analyse systématique de l'orientation des auges de rang inférieur comparée à l'orientation des auges de rang supérieur serait également nécessaire pour vérifier la compatibilité avec une origine par étalement gravitaire. Enfin, le modèle explicatif de développement des auges pourrait gagner en fiabilité en s'appuyant sur des expérimentations numériques ou analogiques reproduisant la géométrie du plateau de Tröllaskagi et des fjords adjacents afin de tester l'hypothèse d'un contrôle gravitaire sur le développement des auges.

Ces perspectives de recherche sont néanmoins confrontées à une limite importante. Dans la région du Skagafjörður, les failles d'éta-

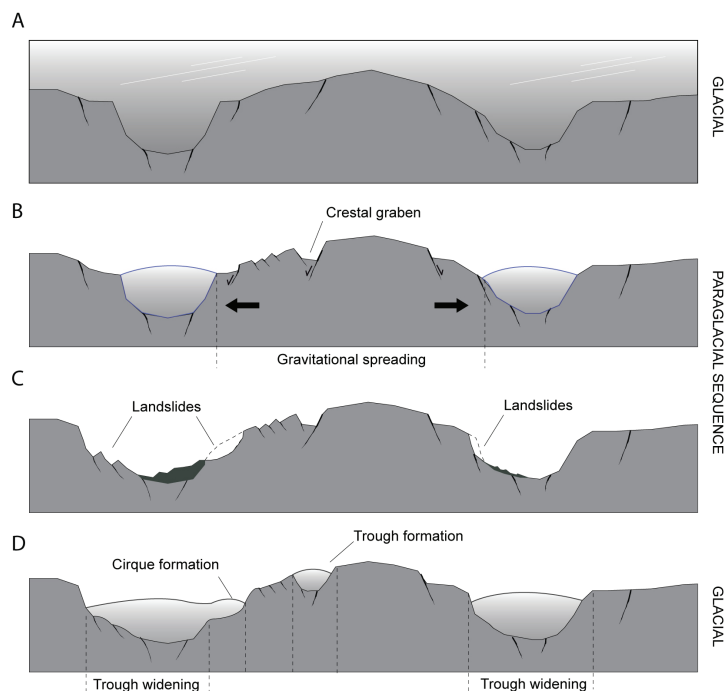


Fig. 1 - Schéma de synthèse des principaux enseignements de la thèse. (A) Conditions pléniglaciaires ; les vallées et les plateaux sont englacés. (B) Séquence initiale de déglaciation et mise en place de la première phase des réajustements paraglaciaires de versants ; la fonte des glaciers de vallée favorise le développement de déformations par étalement gravitaire sur les parties supérieures des versants déglaçés. L'étalement gravitaire se traduit par le développement de fossés d'effondrements sommitaux et des escarpements à regard amonts et/ou aval sur la partie supérieure des versants. Ces déformations correspondent probablement à des réactivations de failles mise en place au cours de la séquence de rifting. (C) Séquence finale de déglaciation et mise en place de la deuxième phase des réajustements paraglaciaires de versants ; la dégradation de la stabilité des pentes se poursuit sous l'effet de l'étalement gravitaire des versants et conduit, in fine, au déclenchement des mouvements de masse. (D) Réavancées glaciaires ; les glaciers se développent dans les dépressions topographiques générées au cours de la séquence de réajustement paraglaciaire précédente et favorisent la formation et le développement des auges (au sein des fossés d'effondrements sommitaux) et des cirques (au sein des niches d'arrachement des mouvements de masse).

lement gravitaire présentent généralement des orientations similaires aux failles de rifting (fig. 3). Cette observation suggère que les étalements gravitaires procèdent certainement par réactivation d'anciennes failles de rifting. Dans ce contexte, il serait donc particulièrement intéressant d'analyser les relations entre déformations gravitaires et érosion glaciaire dans le façonnement des auges dans des secteurs où les failles d'origine gravitaire ne peuvent pas être confondues avec des failles d'origine tectonique. A ce titre, la péninsule du nord-ouest représente un terrain de recherche très favorable : d'une part, de nombreuses auges et fjords sont orientés perpendiculairement à l'orientation des failles de rifting ce qui suggère qu'elles ne sont pas d'origine tectonique et d'autre part, la disposition de ces auges, plus ou moins parallèles les unes aux autres, suggère que la région a été affectée par des déformations gravitaires. On aurait ainsi sur ce terrain, l'opportunité d'étudier des formes d'évidement dont l'origine résulterait essen-

tiellement des interactions entre les processus de déformation paraglaciaire (étalement gravitaire) et les processus d'érosion glaciaire.

Dans les régions déglaçées depuis le Tardiglaciaire, un examen attentif des versants situés à l'amont des auges est nécessaire pour identifier la préservation éventuelle de déformations gravitaires et attester la filiation entre ces déformations et les auges situées dans leur prolongement. Il est cependant vraisemblable que ces déformations ont été, dans la plupart des cas, démantelées par l'érosion glaciaire et l'évidement des auges. Dans les régions plus récemment déglaçées, un examen minutieux des versants déglaçés est nécessaire pour identifier la présence éventuelle de ce type de déformations et renforcer, le cas échéant, l'hypothèse de déformations qui se mettent en place de manière synchrone de la déglaciation. L'analyse des interactions entre processus glaciaires et déformations gravitaires se heurte donc au problème du démantèlement plus ou

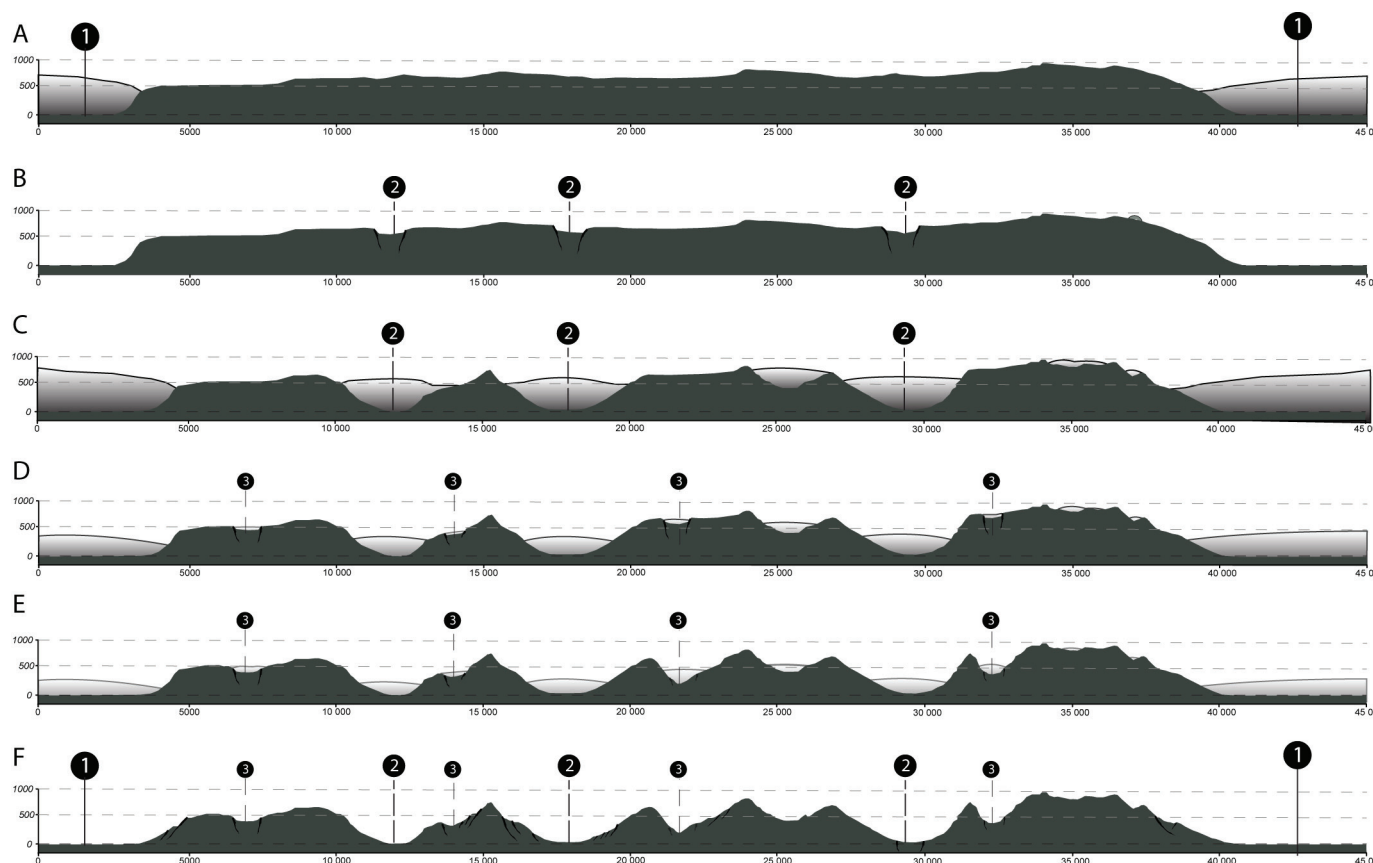


Fig. 2 - Schéma théorique général de développement des auges à l'échelle du massif du Tröllaskagi. (A) Reconstitution de la surface topographique initiale pré-Quaternaire du plateau du Tröllaskagi. (B) La déglaciation des deux fjords Eyjafjörður et Skagafjörður génère une dynamique d'étalement gravitaire qui affecte l'ensemble du plateau et conduit à la formation d'une série de fossés d'effondrement sommitaux, parallèles à sub-parallèles à l'axe des deux fjords. (C) Des glaciers se développent le long des fossés d'effondrement sommitaux au cours d'une séquence de réavancée glaciaire et favorisent le développement des premières auges. (D), (E) La déglaciation de ces auges engendre une nouvelle dynamique d'étalement gravitaire et conduit au développement d'une nouvelle série d'auges parallèles à sub-parallèles aux auges de la génération précédente. (F) Situation de nos jours.

moins complet des marqueurs de la déformation au cours de la formation des auges, ainsi qu'à l'impossibilité d'accéder à la roche mère englacée pour y observer ces interactions en temps réel. À ce titre, les modélisations en laboratoire représentent des pistes de recherche stimulantes susceptibles de préciser la nature des interactions entre les processus glaciaires et paraglaciaires dans l'édification des auges.

L'identification de rétroactions positives entre les déformations paraglaciaires et l'érosion glaciaire est donc susceptible d'alimenter la réflexion portant sur le rôle respectif des processus glaciaires et non-glaciaires dans le façonnement des auges. La mise en évidence d'une dynamique de rétroaction positive entre la séquence glaciaire et la séquence paraglaciaire permet en effet de proposer une relecture des auges en intégrant, dans le façonnement de celles-ci, les dynamiques de déformation qui affectent les versants en contexte de déglaciation. Ces rétroactions doivent donc être

étudiées dans d'autres régions qui ont connu une succession de dynamiques glaciaires et paraglaciaires au cours du Quaternaire.

2 Le rôle des mouvements de masse dans le façonnement des cirques glaciaires

2.1 Synthèse

Dans le massif de Tindastóll, situé sur la rive occidentale du Skagafjörður, l'étude des relations entre les cirques et les mouvements de masse a mis en exergue l'influence déterminante de ces derniers dans l'excavation des cirques. Nos observations suggèrent que les cirques de Tindastóll se sont formés initialement au sein des niches d'arrachement générées par des mouvements de masse en contexte de déglaciation (fig. 10). Elles sou-

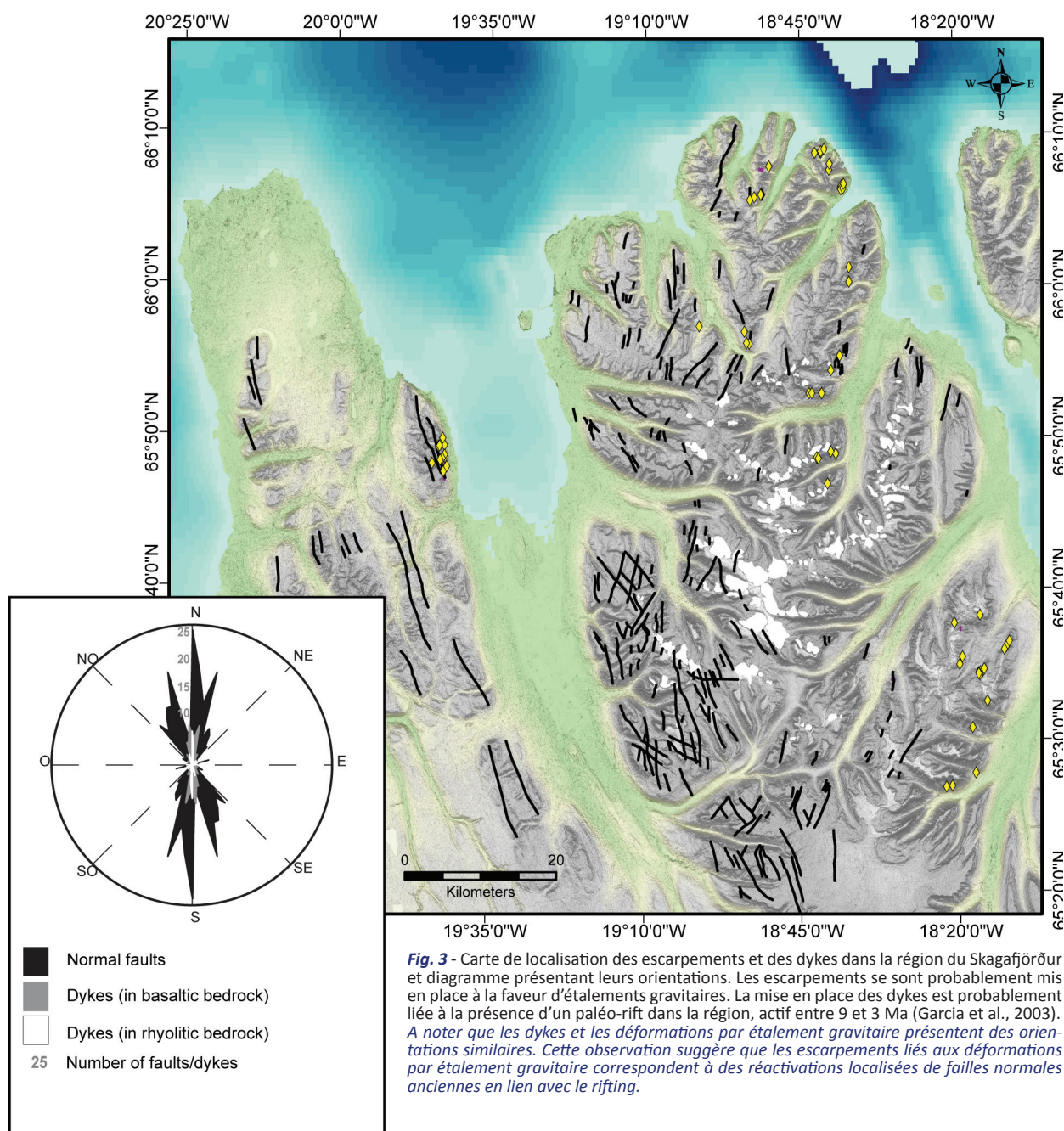


Fig. 3 - Carte de localisation des escarpements et des dykes dans la région du Skagafjörður et diagramme présentant leurs orientations. Les escarpements se sont probablement mis en place à la faveur d'étalements gravitaires. La mise en place des dykes est probablement liée à la présence d'un paléo-rift dans la région, actif entre 9 et 3 Ma (Garcia et al., 2003). *A noter que les dykes et les déformations par étalement gravitaire présentent des orientations similaires. Cette observation suggère que les escarpements liés aux déformations par étalement gravitaire correspondent à des réactivations localisées de failles normales anciennes en lien avec le rifting.*

lignent donc l'existence d'un lien de filiation entre les cirques et les mouvements de masse. Ces dépressions topographiques situées sur les parties supérieures des versants constituent des sites propices à l'accumulation de neige et à la formation de glaciers. Ce n'est donc pas, dans ce cas de figure, le glacier qui creuse initialement la dépression dans laquelle il s'inscrit, mais la dépression générée par le mouvement de masse qui conditionne le développement d'un glacier en son sein. Les processus d'érosion glaciaire prennent ensuite le relais pour élargir le cirque.

L'influence des mouvements de masse s'exprime également au cours des séquences ul-

térieures de déglaciation, lorsque la fonte du glacier de cirque génère des dynamiques de décohésion et de désoutènement le long des parois et favorise le déclenchement de nouveaux mouvements de masse. La comparaison des volumes des niches d'arrachement par rapport aux volumes globaux des cirques souligne dans certains cas, le rôle significatif des mouvements de masse dans l'évidement des cirques au cours de la dernière séquence de déglaciation. Des processus similaires ont dû avoir lieu au cours de séquences de déglaciation antérieures dans la mesure où l'on observe d'anciennes niches d'arrachement sur les parois des cirques de Tindastóll. Les dépôts as-

sociés à ces glissements ont probablement été démantelés au cours de stades de réavancées glaciaires ultérieures, ce qui souligne l'efficacité des glaciers pour évacuer le matériel issu de la séquence paraglaciale précédente. Les mouvements de masse constitueraient ainsi des processus d'érosion qui participeraient activement au façonnement des cirques glaciaires tout au long de leur histoire. Les cirques seraient donc le produit d'une combinaison de processus glaciaires (action érosive des glaciers) et paraglaciaires (mouvements de masse en contexte de déglaciation) qui se relaièrent au cours des séquences successives de glaciation et de déglaciation. Selon ce mécanisme de formation, plus les séquences de glaciation-déglaciation seront nombreuses et plus le cirque sera de taille importante. La géométrie d'un cirque reflèterait ainsi davantage le nombre de séquences de glaciation-déglaciation qui ont participé à son élaboration que la durée des séquences glaciaires.

2.2 Perspectives

Ces résultats, qui proposent une relecture de la formation des cirques en y intégrant le rôle de la séquence paraglaciale, débouchent sur de nombreuses questions, susceptibles d'ouvrir de nouvelles pistes de réflexion. Le mécanisme de formation des cirques identifié sur le massif de Tindastóll permet-il d'expliquer le développement des autres cirques de la région ? Est-il pertinent pour expliquer le développement des cirques ailleurs en Islande ? Et qu'en est-il dans d'autres régions du Monde ?

En partant de l'hypothèse que les cirques se développent à partir de niches d'arrachement, on doit logiquement retrouver des concentrations de cirques plus importantes dans les secteurs qui sont favorables au déclenchement des mouvements de masse. Par exemple, une analyse spatiale à l'échelle de la région d'étude serait intéressante pour identifier d'éventuelles corrélations entre des densités de glissements et de cirques. Ces corrélations renforceraient, le cas échéant, l'hypothèse d'un lien de filiation entre les cirques et les mouvements de masse. Les résultats obtenus soulignent également la nécessité de s'intéresser aux mouvements de

masse qui se sont mis en place avant la dernière séquence de déglaciation. Ces mouvements de masse plus anciens sont moins connus que les mouvements post-glaciaires dans la mesure où leur expression morphologique a été largement oblitérée au cours de la glaciation ultérieure. Les dépôts de glissements ont été profondément remaniés et évacués vers les exutoires lors de la réavancée glaciaire tandis que le développement d'un glacier au sein de la cicatrice a contribué à en modifier la forme initiale. Ils représentent cependant des terrains d'investigation de premier ordre dans l'analyse des interactions entre processus d'érosion glaciaire et mouvements de masse. Dans les secteurs affectés par ces mouvements de masses antérieurs à la période post-glaciaire, une analyse approfondie des sédiments de fond de vallées permettrait peut-être d'identifier les dépôts d'anciens mouvements de masse (dans le cas où ceux-ci n'auraient pas été complètement démantelés par les glaciers). Ils apporteraient alors des preuves significatives pour étayer l'hypothèse d'une origine paraglaciale des cirques. Ces analyses seraient également intéressantes pour identifier des formes intermédiaires dans le développement des cirques et pour caractériser la capacité d'un glacier à évacuer le matériel sédimentaire issu de la séquence paraglaciale précédente. Une analyse morphométrique portant sur l'ensemble des excavations identifiées sur les versants – niches d'arrachement de glissements post-glaciaires, niches d'arrachement potentielles de glissements anciens partiellement retouchées par l'érosion glaciaire et cirques – serait également intéressante pour identifier d'éventuels stades de développement des cirques et, le cas échéant, d'en déduire un modèle d'évolution. Celui-ci pourrait éventuellement permettre de déterminer le nombre de séquences de glaciation-déglaciation qui ont été nécessaires à l'élaboration des cirques et d'en estimer ainsi l'âge relatif.

Ces approches qui combinent différents types d'analyses (statistiques, morphométriques, morphologiques et sédimentaires) pourraient être menées dans d'autres régions d'Islande et notamment dans la Péninsule du Nord-Ouest

où les cirques et les mouvements de masse sont nombreux (Péras, 2015). Elles pourraient également être testées dans d'autres régions du monde comme par exemple dans la région du Fjordland située dans les Alpes du Sud (Nouvelle-Zélande) où Turnbull et Davies (2006) ont observé une concentration importante de cirques et de glissements de terrain.

3 Le rôle de la déglaciation dans la mise en place des réajustements de versant

3.1 Synthèse

Dans le cadre des recherches effectuées sur le flanc ouest de la crête Holtshyrna, localisée dans le nord du massif de Tröllaskagi, on a mis en évidence l'influence significative exercée par l'étalement gravitaire dans le déclenchement des nombreux glissements de terrain qui affectent la crête ainsi que sur l'avalanche rocheuse de Stífluhólar. Sur le versant ouest de la crête de Holtshyrna, la déglaciation du Weichsélien Tardif s'accompagne de nombreuses déformations caractéristiques des dynamiques d'étalement gravitaire (escarpements à regard amont ou aval et fossés d'effondrement sommitaux). Des glissements de terrain se développent le long de ces déformations, ce qui suggère que l'étalement gravitaire exerce un rôle prépondérant dans l'amorce de ces glissements. Ce rôle est également souligné par le fait que les plans de rupture des mouvements de masse présentent des orientations similaires à celles des failles d'étalement gravitaire. Les résultats obtenus dans cette région caractérisent une séquence de réajustement des versants qui s'organise en deux phases successives au cours de la déglaciation. Celle-ci opère dans un premier temps par une dégradation progressive de la stabilité des pentes sous la forme d'un étalement gravitaire qui affecte la partie supérieure des versants et se traduit par le développement de failles parallèles à l'axe des vallées adjacentes (fig. 1, B). Cette dégradation conduit, dans un second temps, à mesure que se développent les déformations gravitaires,

au déclenchement des mouvements de masse le long de ces failles (fig. 1, C). Cette séquence de réajustement des versants en deux temps est compatible avec les calages chronologiques obtenus pour l'étalement gravitaire du massif de Hnjúkar, dont la mise en place se fait de manière synchrone de la déglaciation du Weichsélien Tardif (entre 18 et 14 Ka). Elle est compatible également avec la chronologie de mise en place des mouvements de masse dans la région (fig. 4) : (i) entre 14 ± 1 Ka et $8,2 \pm 1,4$ ka cal. yr. BP pour l'avalanche rocheuse du Stífluhólar, (ii) entre 9 et $8,2 \pm 50$ ka cal. yr. BP dans le cas de l'avalanche rocheuse du Höfðahólar (Mercier et al., 2013) et (iii) entre 11,4 et 10,8 ka cal. yr. BP pour le glissement de Vatn (Decaulne et al., accepté). La séquence de déglaciation serait donc caractérisée par le développement précoce de la dynamique d'étalement gravitaire qui accompagnerait la déglaciation du Weichsélien Tardif et qui se traduirait par une dégradation progressive de la stabilité des versants. Cette dégradation conduirait ensuite, au cours de la transition Pléistocène-Holocène, à la mise en place des mouvements de masse.

3.2 Perspectives

De nombreuses incertitudes restent encore à lever pour confirmer le rôle de la déglaciation dans la mise en place des réajustements de versant et pour caractériser l'influence des déformations gravitaires dans la mise en place des mouvements de masse. Peut-on obtenir des calages chronologiques plus précis pour la mise en place des étalements gravitaires et des mouvements de masse ? Existe-il un lien de cause à effet systématique entre étalements gravitaires et mouvements de masse dans la région d'étude ? Ce lien peut-il être observé dans d'autres régions du Monde ?

Il existe de nombreuses perspectives susceptibles d'améliorer le calage chronologique de mise en place des réajustements de versant en contexte de déglaciation. En effet, l'excavation manuelle des fosses réalisées dans les dépôts sédimentaires qui recouvrent les glissements se heurte à un certain nombre de difficultés – épaisseur trop importante de la couverture

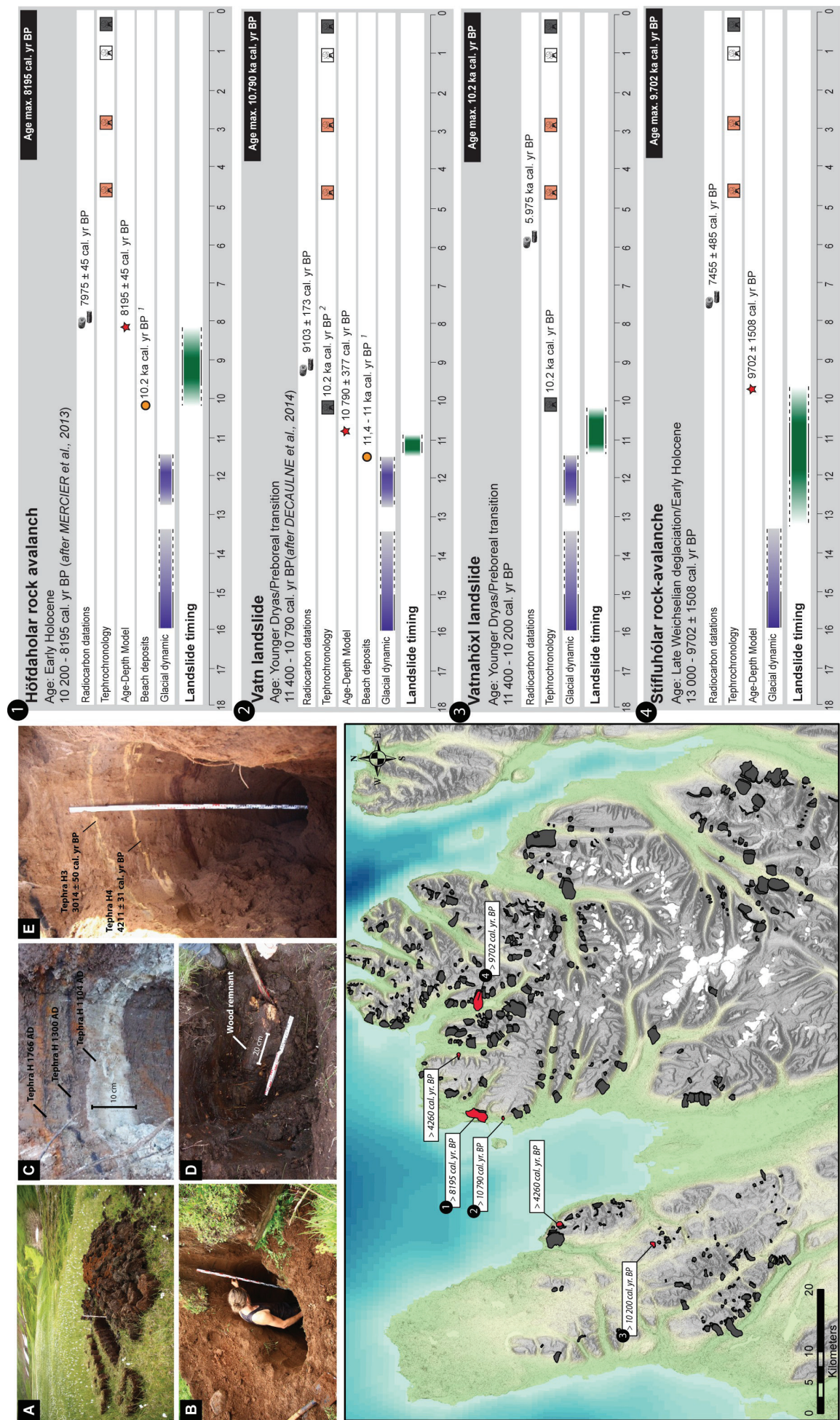


Fig. 4 - Synthèse des datations obtenues pour les glissements de la région du Skagafjörður. (A) Fosse excavée dans une tourbière mise en place sur un dépôt de glissement. (B) Section excavée dans des dépôts sédimentaires recouvrant un dépôt de glissement. (C), (E) Couches de tephra intercalées dans des dépôts sédimentaires post-glissement. (D) Macro-reste ligneux exhumé dans une tourbière et daté au C14. (1)-(4) Calages chronologiques de mise en place des glissements du Höfðahólar (1), du Vatn (2), de Vatnahöxli (3) et de l'avalanche rocheuse du Stífluhólar (4)

sédimentaire, présence de nappes d'eau, de blocs, d'horizons argileux très indurés - qui empêchent généralement de parvenir au contact avec le dépôt de glissement. Ces difficultés pourraient être facilement contournées à l'aide de matériel de forage adapté (carottier, pelle mécanique...). Cela permettrait éventuellement de pouvoir prélever du matériel organique à une profondeur plus importante, de pouvoir calibrer les modèle âge-profondeur en prenant en compte l'épaisseur totale de la couverture sédimentaire post-glissement et donc de déterminer avec une plus grande précision l'âge minimum de mise en place du glissement. Une autre stratégie visant à améliorer le calage chronologique de mise en place des mouvements de masse pourrait être développée dans des secteurs où les mouvements de masse se sont étalés jusque dans le fond des vallées et se sont traduit par la mise en place, à l'amont des dépôts, de lacs d'obturation. Des forages pourraient être effectués dans les dépôts lacustres jusqu'au contact avec les dépôts qui précèdent la mise en place de la sédimentation lacustre et qui marque le déclenchement du mouvement de masse. Les dépôts lacustres étant généralement riches en matériel organique, on pourrait ainsi dater l'âge de mise en place des dépôts lacustres et donc du mouvement de masse responsable de leur formation.

Une autre perspective de recherche serait d'utiliser des techniques de datation applicables dans le cas des réajustements paraglaciaux pour lesquels on ne peut pas effectuer de forages. Les roches qui sont mises à affleurement à la suite d'un mouvement de masse pourraient ainsi faire l'objet de datations par isotopes cosmogéniques. Dans le cas des affleurements basaltiques islandais, l'âge d'exposition peut être estimé en utilisant la production de l'isotope rare du chlore ^{36}Cl et du gaz noble stable ^3He lorsque des phénocristaux d'olivine sont présents en quantité suffisante dans les minéraux et éléments du basalte (Licciardi et al., 2008 ; Principato et al., 2006). Cette méthode de datation représente une alternative intéressante dans le cas des mouvements de masse qui ne présentent aucun site favorable à la réalisation de forages dans la couverture

sédimentaire post-glissement. Elle représente également une perspective de recherche intéressante dans le cas des déformations par étalement gravitaires. Il est rare en effet de pouvoir observer des dépôts meubles le long des dépressions topographiques produites par la dynamique d'étalement gravitaire, ceux-ci étant généralement occupés par des névés, ou par des éboulis. Par ailleurs, les quelques tentatives d'excavation réalisées dans ces dépôts se sont avérées infructueuses, faute de présence de matériel organique à dater. Il serait intéressant d'effectuer des échantillonnages le long de certaines de ces déformations dont les plans de faille sont encore bien préservés (présence de miroir de faille) en vue de réaliser des datations au $^{36}\text{Cl}/^3\text{He}$. Elles fourniraient peut-être les calages chronologiques manquant dans la dernière séquence de réajustement paraglaciale dans la région de Skagafjörður. Il serait également intéressant de pouvoir comparer les résultats de ces datations avec les observations réalisées le long du massif de Hnjúkar et qui suggèrent une mise en place rapide de la dynamique gravitaire au cours de la déglaciation du Weichsélien Tardif.

Les perspectives pour améliorer les estimations portant sur l'âge maximal de mise en place des réajustements de versants sont plus limitées. Dans la plupart des cas, l'âge maximum de mise en place des mouvements de masse coïncide avec l'âge de la déglaciation finale des sites dans lesquels ils s'inscrivent (dans la mesure où ceux-ci ne présentent pas d'érosion en lien avec une réavancée glaciaire). La définition du jalon supérieur de mise en place d'un glissement est donc tributaire des connaissances relatives à la déglaciation. Celles-ci étant relativement pauvres dans la région de Skagafjörður, l'âge maximum des glissements est, dans la plupart des cas, très approximatif. Il existe néanmoins des exceptions comme dans le cas de l'avalanche rocheuse du Höfðahólar (Mercier et al., 2013) ou du glissement de Vatn (Decaulne et al., accepté) dont les dépôts sont surimposés à des plages soulevées. L'âge de ces glissements a été extrapolé à partir des âges connus des plages soulevées du nord de la péninsule de Skagi

(Rundgren et al., 1997). Il est cependant souvent difficile de pouvoir établir avec certitude lequel du mouvement de masse ou de la plage a été mis en place en premier. La recherche de sites propices à ce type d'approches nécessite donc un examen minutieux des relations entre plages soulevées et mouvements de masse et devraient être réalisées, dans la mesure du possible, le long de plages ou de terrasses marines qui ont été datées de manière absolue ou relative. Il serait ainsi intéressant de poursuivre les investigations portant sur l'âge de mise en place des mouvements de masse dans des secteurs où la séquence de déglaciation est mieux connue, comme c'est le cas dans le fjord Eyjafjörður (Norðdahl, 1991) ou dans certains secteurs de la Péninsule du Nord-Ouest (Norðdahl et Pétursson, 2005 ; Principato et al., 2006 ; Principato, 2008 ; Brynjólfsson et al., 2014 ; Brynjólfsson et al., 2015).

Des prolongements sont donc nécessaires pour améliorer les calages chronologiques des réajustements de versant au cours de la déglaciation. En outre, des datations supplémentaires portant à la fois sur les étalements gravitaires et sur les mouvements de masse pourraient permettre de vérifier si elles sont compatibles ou non avec le modèle que nous proposons sur la base de nos observations actuelles. Celles-ci suggèrent l'existence d'une succession chronologique des réajustements de versants, d'abord sous la forme d'étalements gravitaires (au cours de la déglaciation du Weichsélien Tardif), puis sous la forme de mouvements de masse (au cours de la transition Pléistocène-Holocène). D'autres pistes de réflexion pourraient être explorées pour étayer le rôle de l'étalement gravitaire dans le développement des mouvements de masse. Elles passent notamment par un examen attentif des secteurs adjacents aux niches d'arrachement des mouvements de masse pour voir si ceux-ci s'inscrivent ou non dans le prolongement de structures d'étalement gravitaire. Elles passent également par des analyses spatiales visant, à une échelle régionale, à dégager d'éventuelles corrélations entre la répartition des étalements gravitaires et celle des mouvements de masse ce qui, le cas échéant, viendrait étayer

l'hypothèse d'un contrôle de l'étalement gravitaire sur le développement des mouvements de masse.

CONCLUSION

Les éclairages qui ont été proposés dans le cadre de cette thèse nous permettent de tirer un certain nombre de conclusions. Au problème posé par le déphasage de plusieurs milliers d'années qui sépare généralement la période de déglaciation de la période de mise en place des mouvements de masse, déphasage observé dans la région d'étude mais également dans la plupart des régions du Monde, nous proposons une explication basée sur la nécessité d'intégrer au sein de la séquence d'activité paraglaciale, les déformations par étalement gravitaire. Les observations menées dans le cadre de cette thèse nous ont en effet conduit à formaliser une séquence paraglaciale dans laquelle les déformations par étalement gravitaire peuvent conditionner le déclenchement des mouvements de masse. La période de réajustement paraglaciale des versants peut ainsi être définie comme une séquence au cours de laquelle les versants subissent une dégradation progressive de leur stabilité qui se traduit par le développement de déformations par étalements gravitaires, déformations qui conduisent, in fine, au déclenchement des mouvements de masse.

Aux questions portant sur l'efficacité des glaciers à façonner les grandes formes d'érosion généralement associées à leur action (i.e. les cirques et les auges glaciaires), questions qui alimentent des débats depuis la fin du XIX^{ème} siècle, il apparaît nécessaire, au vue de nos observations menées dans la région de Skagafjörður, de proposer une relecture paraglaciale de ces formes en y intégrant pleinement le rôle des processus de déstabilisation qui affectent les versants en contexte de déglaciation. Dans le cadre de cette thèse, nous avons en effet souligné d'une part, le rôle majeur exercé au cours de la séquence de déglaciation par les dynamiques d'étalement gravitaire dans le développement des auges et, d'autre part, l'influence significative des mouvements de masse dans le façonnement des cirques. Parce qu'elles aménagent initialement les formes en creux favorables au développement des glaciers et qu'elles fournissent à l'action de ces derniers des parois fracturées le long desquelles les processus érosifs associés au glacier peuvent être particulièrement efficaces, les instabilités paraglaciaires, sous la forme des étalements gravitaires et des mouvements de masse, contrôlent le développement des formes d'évidement et les rythmes d'érosion qui leur sont associés. Ainsi les processus d'érosion glaciaire sont particulièrement efficaces s'ils s'exercent le long de parois qui ont été fragilisées sous les effets combinés de la décohésion et du désoutènement au cours de la déglaciation précédente. Au vue de ces observations, il apparaît donc nécessaire d'appréhender la question de l'efficacité de l'érosion glaciaire, dans le cadre plus général des séquences de glaciation et de déglaciation, dans la mesure où c'est essentiellement au cours de la transition des conditions glaciaires vers des conditions non-glaciaires que s'expriment les instabilités qui influent sur le développement des formes. Il serait donc peut-être pertinent de considérer que c'est à la disparition des glaciers, plus qu'au glacier en tant que tels, que l'on doit les cirques et les auges qui façonnent les paysages des milieux froids. Il conviendrait alors peut-être mieux, à leur endroit, de parler de paysages « de déglaciation » plutôt que de paysages glaciaires.

BIBLIOGRAPHIE

Agliardi, F., G. Crosta & A. Zanchi (2001) Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59, 83-102.

Agliardi, F., G. B. Crosta, A. Zanchi & C. Ravazzi (2009) Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy. *Geomorphology*, 103, 113-129.

Ambrosi, C. & G. B. Crosta (2006) Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology*, 83, 183-200.

André, M. F. (2001) Tors et roches moutonneées en Laponie suédoise : antagonismes ou filiations? *Géographie physique et Quaternaire*, 55, 229-242.

Andrews, J. & G. Helgadóttir (2003) Late Quaternary Ice Cap Extent and Deglaciation, Hunaflóaáll, Northwest Iceland: Evidence from Marine Cores. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 35, 218-232.

Andrews, J. T. (2005) Late Quaternary marine sediment studies of the iceland shelf—palaeocenography, land/ice sheet/ocean interactions, and deglaciation: a review. *Developments in Quaternary Sciences*, 5, 5-24.

Andrews, J. T., J. Hardardóttir, G. Helgadóttir, A. E. Jennings, Á. Geirsdóttir, Á. E. Sveinbjörnsdóttir, S. Schoolfield, G. B. Kristjánssdóttir, L. Micaela Smith, K. Thors & P. M. Syvitski (2000) The N and W Iceland Shelf: insights into Last Glacial Maximum ice extent and deglaciation based on acoustic stratigraphy and basal radiocarbon AMS dates. *Quaternary Science Reviews*, 19, 619-631.

Andrews, J. T. & W. E. LeMasurier (1973) Rates of Quaternary Glacial Erosion and Corrie Formation, Marie Byrd Land, Antarctica. *Geology*, 1, 75-80.

Aniya, M. & R. Welch (1981) Morphometric analyses of Antarctic cirques from photogrammetric measurements. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 41-53.

Arsenault, A. M. & A. J. Meigs (2005) Contribution of deep-seated bedrock landslides to erosion of a glaciated basin in southern Alaska. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 1111-1125.

Audemard, F. A., C. Beck & E. Carrillo (2010) Deep-seated gravitational slope deformations along the active Boconó Fault in the central portion of the Mérida Andes, western Venezuela. *Geomorphology*, 124, 164-177.

Augustinus, P. C. (1995a) Glacial valley cross-profile development: the influence of in situ rock stress and rock mass strength, with examples from the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology*, 14, 87-97.

Augustinus, P. C. (1995b) Rock mass strength and the stability of some glacial valley slopes. *Zeitschrift für Geomorphologie* 39, 55-68.

Bachmann, D., S. Bouissou & A. Chemenda (2009) Analysis of massif fracturing during Deep-Seated Gravitational Slope Deformation by physical and numerical modeling. *Geomorphology*, 103, 130-135.

Ballantyne, C. K. (1986) Landslides and slope failures in Scotland: A review. *Scottish Geographical Magazine*, 102, 134-150.

Ballantyne, C. K. (1991) Scottish landform examples — 2: The landslides of Trotternish, Isle of Skye. *Scottish Geographical Magazine*, 107, 130-135.

Ballantyne, C. K. (1992) Rock slope failure and debris flow, Gleann na Guiserein, Knoydart: Comment.

Scottish Journal of Geology, 28, 77-80.

Ballantyne, C. K. (1997) Holocene rock slope failures in the Scottish Highlands. *Paläoklimaforschung*, 19, 77-80.

Ballantyne, C. K. (2002) A general model of paraglacial landscape response. *The Holocene*, 12, 371-376.

Ballantyne, C. K. (2002) Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017.

Ballantyne, C. K. (2008) After the Ice: Holocene Geomorphic Activity in the Scottish Highlands. *Scottish Geographical Journal*, 124, 8-52.

Ballantyne, C. K. (2013) Lateglacial rock-slope failures in the Scottish Highlands. *Scottish Geographical Journal*, 129, 67-84.

Ballantyne, C. K. & D. I. Benn (1994) Paraglacial slope adjustment and resedimentation following recent glacier retreat, Fåbergstølsdalen, Norway. *Arctic and Alpine Research*, 255-269.

Ballantyne, C. K., G. F. Sandeman, J. O. Stone & P. Wilson (2014) Rock-slope failure following Late Pleistocene deglaciation on tectonically stable mountainous terrain. *Quaternary Science Reviews*, 86, 144-157.

Ballantyne, C. K. & J. O. Stone (2004) The Beinn Alligin rock avalanche, NW Scotland: cosmogenic ¹⁰Be dating, interpretation and significance. *The Holocene*, 14, 448-453.

Ballantyne, C. K. & J. O. Stone (2013) Timing and periodicity of paraglacial rock-slope failures in the Scottish Highlands. *Geomorphology*, 186, 150-161.

Ballantyne, C. K., J. O. Stone & L. K. Fifield (1998) Cosmogenic ³⁶Cl dating of postglacial landsliding at The Storr, Isle of Skye, Scotland. *The Holocene*, 8, 347-351.

Ballantyne, C. K., P. Wilson, C. Schnabel & S. Xu (2013) Lateglacial rock slope failures in north-west Ireland: age, causes and implications. *Journal of Quaternary Science*, 28, 789-802.

Beck, A. C. (1968) Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 11, 191-199.

Beget, J. E. (1985) Tephrochronology of anticarp slopes on an alpine ridge near Gamma Peak, Washington, USA. *Arctic and Alpine Research*, 17, 143-152.

Benn, D. I. & D. J. A. Evans. (1998). *Glaciers and glaciations*. ed. Arnold, London, 734.

Bentley, C. R. (1987) Antarctic ice streams: A review. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92, 8843-8858.

Bentley, M. J., A. Dugmore, M. J. Bentley & A. Dugmore (1998) Landslides and the rate of glacial trough formation in Iceland. *Journal of Quaternary Science*, 13, 11-15.

Biessy, G., O. Dauteuil, B. Van Vliet-Lanoë & A. Wayolle (2008) Fast and partitioned postglacial rebound of southwestern Iceland. *Tectonics*, 27, TC3002.

Bigot-Cormier, F., R. Braucher, D. Bourlès, Y. Guglielmi, M. Dubar & J. F. Stéphan (2005) Chronological constraints on processes leading to large active landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 141-150.

Björck, S., Ó. Ingólfsson, H. Haflidason, M. Hallsdóttir & N. J. Anderson (1992) Lake Torfadalsvatn: a high resolution record of the North Atlantic ash zone I and the last glacial-interglacial environmental changes in Iceland. *Boreas*, 21, 15-22.

Björnsson, H. (1996) Scales and rates of glacial sediment removal: a 20 km long and 300 m deep trench created beneath Breiðamerkurjökull during the Little Ice Age. *Annals of Glaciology*, 22, 141-146.

Blaauw, M. (2010) Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5, 512-518.

Bodéré, J.-C. (1981) Le rôle des influences structurales sur le tracé d'une côte rocheuse volcanique: l'exemple des strandflats du sud-est de l'Islande. *Géographie physique et Quaternaire*, 35, 231-240.

Böhme M., Saintot A. & Henderson I. (2011). Rock slope instabilities in Sogn and Fjordane County, Norway: a detailed structural and geomorphological analysis. In Geological Society, 97-111. London: Special Publications.

Boulton, G. (1982). Processes and Patterns of Glacial Erosion. In Glacial Geomorphology, ed. D. Coates, 41-87. Springer Netherlands.

Bourgeois, O. (2000). Processus d'extension lithosphérique en Islande. Interactions avec les calottes glaciaires quaternaires. Thèse de l'Université de Rennes 1, 299 pp.

Bourgeois, O., O. Dauteuil & E. Hallot (2005) Rifting above a mantle plume: structure and development of the Iceland Plateau. *Geodinamica Acta*, 18, 59-80.

Bourgeois, O., O. Dauteuil & B. Van Vliet-Lanoë (2000) Geothermal control on flow patterns in the Last Glacial Maximum ice sheet of Iceland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 59-76.

Bovis, M. J. (1982) Uphill-facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 804-812.

Bovis, M. J. (1990) Rock-slope deformation at Affliction Creek, southern Coast Mountains, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27, 243-254.

Bovis, M. J. & S. G. Evans (1996) Extensive deformations of rock slopes in southern Coast Mountains, southwest British Columbia, Canada. *Engineering Geology*, 44, 163-182.

Bronk Ramsey, C. & S. Lee (2013) Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon*, 55, 720-730.

Brook, M. S., M. P. Kirkbride & B. W. Brock (2006) Cirque development in a steadily uplifting range: rates of erosion and long-term morphometric change in alpine cirques in the Ben Ohau Range, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 1167-1175.

Brückl, E. & M. Parotidis (2005) Prediction of slope instabilities due to deep-seated gravitational creep. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 155-172.

Brunhes, J. (1906-1907) Érosion fluviale et érosion glaciaire. Observations de morphologie comparée. *Revue de Géographie annuelle*, 1, 281-308.

Brynjólfsson, S., A. Schomacker, E. R. Guðmundsdóttir & Ó. Ingólfsson (2015) A 300-year surge history of the Drangajökull ice cap, northwest Iceland, and its maximum during the 'Little Ice Age'. *The Holocene*, 0959683615576232.

Brynjólfsson, S., A. Schomacker & Ó. Ingólfsson (2014) Geomorphology and the Little Ice Age extent of the Drangajökull ice cap, NW Iceland, with focus on its three surge-type outlets. *Geomorphology*, 213, 292-304.

Caine, N. (1982) Toppling failures from alpine cliffs on Ben Lomond, Tasmania. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 133-152.

Capitani, M., A. Ribolini & P. R. Federici (2013) Influence of deep-seated gravitational slope deformations on landslide distributions: A statistical approach. *Geomorphology*, 201, 127-134.

Capra, L., J. Lugo-Hubp & L. Borselli (2003) Mass movements in tropical volcanic terrains: the case of Teziutlán (México). *Engineering Geology*, 69, 359-379.

Carlson, A. E. & P. U. Clark (2012) Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation. *Reviews of Geophysics*, 50, RG4007.

Caseldine, C., P. Langdon & N. Holmes (2006) Early Holocene climate variability and the timing and extent of the Holocene thermal maximum (HTM) in northern Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2314-2331.

Chigira, M. (1992) Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep. *Engineering Geology*, 32, 157-184.

- Church, M. & J. Ryder (1972) Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3059-3072.
- Coquin, J., D. Mercier, O. Bourgeois & E. Cossart. (2014). Morphologic evidence for a sackung event in Tröllaskagi mountain (Northern Iceland). In 31th Geological Nordic Winter Meeting. Lund, Suède.
- Coquin, J., D. Mercier, O. Bourgeois, E. Cossart & A. Decaulne (2015) Gravitational spreading of mountain ridges coeval with Late Weichselian deglaciation: impact on glacial landscapes in Tröllaskagi, northern Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 107, 197-213.
- Cossart, E. (2005). Evolution géomorphologique du haut bassin durancien depuis la dernière glaciation: contribution à la compréhension du système paraglaciare. Thèse de l'université Paris-Diderot-Paris VII, 436 pp.
- Cossart, E., R. Braucher, M. Fort, D. L. Bourlès & J. Carcaillet (2008) Slope instability in relation to glacial debuitressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ¹⁰Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology*, 95, 3-26.
- Cossart, E. & M. Fort (2008) Sediment release and storage in early deglaciated areas: Towards an application of the exhaustion model from the case of Massif des Écrins (French Alps) since the Little Ice Age. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 62, 115-131.
- Cossart, E., D. Mercier, A. Decaulne & T. Feuillet (2013) An overview of the consequences of paraglacial landsliding on deglaciated mountain slopes: typology, timing and contribution to cascading fluxes. *Quaternaire*, 24, 13-24.
- Cossart, E., D. Mercier, A. Decaulne, T. Feuillet, H. P. Jónsson & Þ. Sæmundsson (2014) Impacts of post-glacial rebound on landslide spatial distribution at a regional scale in northern Iceland (Skagafjörður). *Earth Surface Processes and Landforms*, 39, 336-350.
- Crosta, G. B. & F. Agliardi (2003) Failure forecast for large rock slides by surface displacement measurements. *Canadian Geotechnical Journal*, 40, 176-191.
- Crosta, G. B., P. Frattini & F. Agliardi (2013) Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps. *Tectonophysics*, 605, 13-33.
- Cruden, D. M. & X. Q. Hu (1993) Exhaustion and steady state models for predicting landslide hazards in the Canadian Rocky Mountains. *Geomorphology*, 8, 279-285.
- Curry, A., V. Cleasby & P. Zukowskyj (2006) Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-Little Ice Age glacier recession in the central Swiss Alps. *Journal of Quaternary Science*, 21, 211-225.
- Dahl, S. O. & A. Nesje (1992) Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 94, 87-97.
- Dansgaard, W., J. W. C. White & S. J. Johnsen (1989) The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, 339, 532-534.
- Dauteuil, O., J. Bouffette, F. Tournat, B. Van Vliet-Lanoë, J. Embry & Y. Quété (2005) Holocene vertical deformation outside the active rift zone of north Iceland. *Tectonophysics*, 404, 203-216.
- Davies, T. R. (1982) Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization. *Rock Mechanics*, 15, 9-24.
- Davis, P. T., P. R. Bierman, K. A. Marsella, M. W. Caffee & J. R. Southon (1999) Cosmogenic analysis of glacial terrains in the eastern Canadian Arctic: a test for inherited nuclides and the effectiveness of glacial erosion. *Annals of Glaciology*, 28, 181-188.
- De Blasio, F. V. (2002) Note on simulating the size distribution of glacial cirques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 109-114.
- Decaulne, A., D. Mercier, E. Cossart, T. Feuillet, H. P. Jónsson & Þ. Sæmundsson. (2010). The Hofdaholar rock avalanche in Skagafjörður, Northern Iceland: geomorphological characteristics and relative dating, pieces of evidence of a paraglacial origin. In *Qualitative and Quantitative Analysis of Sedimentary Fluxes and Budgets in Changing Cold Climate Environments: Field-Based Approaches and Monitoring*,

Sauðárkrókur : Islande (2010), 23-24.

Decaulne, A., Þ. Sæmunðsson, H. P. Jónsson & O. Sandberg (2007) Changes in deposition on a colluvial fan during the upper Holocene in the Tindastóll Mountain, Skagafjörður district, North Iceland: preliminary results. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 89, 51-63.

Decaulne, D., D. Mercier, E. Cossart, T. Feuillet, J. Coquin, H. P. Jónsson & Þ. Sæmunðsson. (2013). The Vatn landslide, Skagafjörður, northern Iceland: early Holocene dating and Holocene palaeoenvironmental reconstitution potentialities. In IAG. Paris.

Decaulne A., Cossart E., Mercier D., Coquin J., Feuillet T., Jónsson HP., (accepté en 2015) - Early Holocene dating of the Vatn landslide (Skagafjörður, central north Iceland) and Holocene slope development. *The Holocene*

Delmas, M. (2009). Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées. Thèse de l'université Panthéon-Sorbonne-Paris I, 529 pp.

Delmas, M., M. Calvet & Y. Gunnell (2009) Variability of Quaternary glacial erosion rates – A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 28, 484-498.

Delmas, M., Y. Gunnell, R. Braucher, M. Calvet & D. Bourlès (2008) Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research*, 69, 231-241.

Delmas, M., Y. Gunnell & M. Calvet (2014) Environmental controls on alpine cirque size. *Geomorphology*, 206, 318-329.

Delmas, M., Y. Gunnell & M. Calvet (2015) A critical appraisal of allometric growth among alpine cirques based on multivariate statistics and spatial analysis. *Geomorphology*, 228, 637-652.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. Argus & S. Stein (1990) Current plate motions. *Geophysical journal international*, 101, 425-478.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus & S. Stein (1994) Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical research letters*, 21, 2191-2194.

Dugmore, A. J., G. Cook, J. Shore, A. J. Newton, K. J. Edwards & G. Larsen (1995) Radiocarbon dating tephra layers in Britain and Iceland. *Radiocarbon*, 37, 379-388.

Einarsson, P. (1991) Earthquakes and present-day tectonism in Iceland. *Tectonophysics*, 189, 261-279.

Einarsson, T. & K. J. Albertsson (1988) The glacial history of Iceland during the past three million years. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 318, 637-644.

Eiríksson, J. (1985) Facies analysis of the Breidavík group sediments on Tjörnes, North Iceland.

Eiríksson, J. & Á. Geirsdóttir (1991) A record of Pliocene and Pleistocene glaciations and climatic changes in the North Atlantic based on variations in volcanic and sedimentary facies in Iceland. *Marine Geology*, 101, 147-159.

Eiríksson, J., K. L. Knudsen, H. Haflidason & P. Henriksen (2000) Late-glacial and Holocene palaeoceanography of the North Icelandic shelf. *Journal of Quaternary Science*, 15, 23-42.

Elverhøi, A., J. I. Svendsen, A. Solheim, E. S. Andersen, J. Milliman, J. Mangerud & R. L. Hooke (1995) Late Quaternary Sediment Yield from the High Arctic Svalbard Area. *Journal of Geology*, 103, 1-17.

Embleton, C. & C. A. M. King (1975) Glacial and periglacial geomorphology.

Embleton-Hamann, C. & O. Slaymaker (2012) The Austrian Alps and paraglaciation. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 94, 7-16.

England, J. (1987) Glaciation and the evolution of the Canadian high arctic landscape. *Geology*, 15, 419-424.

Etienne, S., D. Mercier & O. Voldoire (2008) Temporal scales and deglaciation rhythms in a polar glacier margin, Baronbreen, Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 62, 102-114.

Etlicher, B. (1986) Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais: régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline. Thèse de l'université de Saint Etienne, 687 pp.

Evans, D. J. A. & D. R. Twigg (2002) The active temperate glacial landsystem: a model based on Breiðamerkurjökull and Fjallsjökull, Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 21, 2143-2177.

Evans, I. (1994). Lithological and structural effects on forms of glacial erosion: cirques and lake basins. Wiley: London.

Evans, I. & N. Cox (1995) The form of glacial cirques in the English-Lake district, Cumbria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39, 175-202.

Evans, I. S. (1974). The geomorphology and asymmetry of glaciated mountains with special reference to the Bridge River District, British Columbia. 449 p. Cambridge: St. Catherine's College.

Evans, I. S. (1996). Process and form in the erosion of glaciated mountains. Routledge: London.

Evans, I. S. (2006) Allometric development of glacial cirque form: Geological, relief and regional effects on the cirques of Wales. *Geomorphology*, 80, 245-266.

Evans, I. S. & N. Cox (1974) Geomorphometry and the operational definition of cirques. *Area*, 150-153.

Evans, S., G. S. Mugnozza, A. Strom, R. Hermanns, A. Ischuk & S. Vinnichenko. (2006). Landslides from massive rock slope failure and associated phenomena. In *Landslides from Massive Rock Slope Failure*, 03-52. Springer.

Evans, S. G. & J. J. Clague (1994) Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology*, 10, 107-128.

Evans, S. G. & R. Couture. (2002). The 1965 Hope Slide, British Columbia; catastrophic failure of a sagging rock slope. In *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 16–26.

Fabel, D., A. P. Stroeven, J. Harbor, J. Kleman, D. Elmore & D. Fink (2002) Landscape preservation under Fennoscandian ice sheets determined from in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Earth and Planetary Science Letters*, 201, 397-406.

Feuillet, T., J. Coquin, D. Mercier, E. Cossart, A. Decaulne, H. P. Jónsson & Þ. Sæmundsson (2014) Focusing on the spatial non-stationarity of landslide predisposing factors in northern Iceland: Do paraglacial factors vary over space? *Progress in Physical Geography*, 38, 354-377.

Galibert, G. (1962) Recherches sur les processus d'érosion glaciaires de la Haute Montagne Alpine. *Bulletin de l'Association de géographes français*, 8-46.

Garcia, S., N. O. Arnaud, J. Angelier, F. Bergerat & C. Homberg (2003) Rift jump process in Northern Iceland since 10 Ma from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 214, 529-544.

Gardner, J. S. (1987) Evidence for headwall weathering zones, Boundary Glacier, Canadian Rocky Mountains. *Journal of Glaciology*, 33, 60-67.

Geirsdóttir, Á. (2004). Extent and chronology of glaciations in Iceland; a brief overview of the glacial history. In *Developments in Quaternary Sciences*, eds. J. Ehlers & P. L. Gibbard, 175-182. Elsevier.

Geirsdóttir, Á., J. T. Andrews, S. Ólafsdóttir, G. Helgadóttir & J. Hardardóttir (2002) A 36 Ky record of iceberg rafting and sedimentation from north-west Iceland. *Polar Research*, 21, 291-298.

Geirsdóttir, Á. & J. Eiriksson (1994) Growth of an intermittent ice sheet in Iceland during the late Pliocene and early Pleistocene. *Quaternary Research*, 42, 115-130.

Geirsdóttir, Á. & J. Eiriksson (1996) A review of studies of the earliest glaciation of Iceland. *Terra Nova*, 8, 400-414.

Geirsdóttir, Á., G. H. Miller & J. T. Andrews (2007) Glaciation, erosion, and landscape evolution of Iceland. *Journal of Geodynamics*, 43, 170-186.

Geirsdóttir, Á., G. H. Miller, Y. Axford & Ó. Sædís (2009) Holocene and latest Pleistocene climate and gla-

cier fluctuations in Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2107-2118.

Glasser, N. F. & A. M. Hall (1997) Calculating Quaternary glacial erosion rates in northeast Scotland. *Geomorphology*, 20, 29-48.

Golledge, N. R. (2007) An ice cap landsystem for palaeoglaciological reconstructions: characterizing the Younger Dryas in western Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 26, 213-229.

Gourronc, M., O. Bourgeois, D. Mège, S. Pochat, B. Bultel, M. Massé, L. Le Deit, S. Le Mouélic & D. Mercier (2014) One million cubic kilometers of fossil ice in Valles Marineris: Relicts of a 3.5Gy old glacial landsys-tem along the Martian equator. *Geomorphology*, 204, 235-255.

Grönvold, K., N. Óskarsson, S. J. Johnsen, H. B. Clausen, C. U. Hammer, G. Bond & E. Bard (1995) Ash layers from Iceland in the Greenland GRIP ice core correlated with oceanic and land sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 135, 149-155.

Guðbergsson, G. (1975) Myndun móajarðvegs í Skagafirði. *J. Agr. Res. Icel.*, 7, 20-45.

Guilcher, A., J.-C. Bodéré, A. Coudé, J. D. Hansom, A. Moign & J. Peulvast (1986) Le problème des strand-flats en cinq pays de hautes latitudes. *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, 27, 47-79.

Gutiérrez-Santolalla, F., E. Acosta, S. Ríos, J. Guerrero & P. Lucha (2005) Geomorphology and geochro-nology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 69, 298-314.

Haflíðason, H. (1982) Jarðfræðiskýrsla vegna jarðsigs á Almenningum við Siglufjörð. Unnið fyrir: Vegagerð ríkisins.

Hall, A. M. & D. E. Sugden (1987) Limited modification of mid-latitude landscapes by ice sheets: The case of northeast Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 531-542.

Hallet, B., L. Hunter & J. Bogen (1996) Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, 12, 213-235.

Haynes, V. M. (1998) The morphological development of alpine valley heads in the Antarctic Peninsula. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 53-67.

Hebdon, N. J., T. C. Atkinson, T. J. Lawson & I. R. Young (1997) Rate of Glacial Valley Deepening During the Late Quaternary in Assynt, Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 307-315.

Heimsath, A. M. & R. McGlynn (2008) Quantifying periglacial erosion in the Nepal high Himalaya. *Geo-morphology*, 97, 5-23.

Helland, A. (1877) On the ice-fjords of North Greenland and on the formation of fjords, lakes and cirques in Norway and Greenland. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, XXXIII, 161 et seq.

Hermanns, R. (2014). Approach for systematic rockslide mapping of unstable rock slopes in Norway. In 31st Nordic Geological Winter Meeting, ed. G. S. o. Sweden. Lund, Sweden.

Hewitt, K. (2009) Catastrophic rock slope failures and late Quaternary developments in the Nanga Parbat–Haramosh Massif, Upper Indus basin, northern Pakistan. *Quaternary Science Reviews*, 28, 1055-1069.

Hewitt, K. (2009) Glacially conditioned rock-slope failures and disturbance-regime landscapes, Upper In-dus Basin, northern Pakistan. *Geological Society, London, Special Publications*, 320, 235-255.

Hewitt, K., J. J. Clague & J. F. Orwin (2008) Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain lands-capes. *Earth-Science Reviews*, 87, 1-38.

Hippolyte, J. C., D. Boulès, R. Braucher, J. Carcaillet, L. Léanni, M. Arnold & G. Aumaitre (2009) Cosmoge-nic ¹⁰Be dating of a sackung and its faulted rock glaciers, in the Alps of Savoy (France). *Geomorphology*, 108, 312-320.

Hippolyte, J. C., G. Brocard, M. Tardy, G. Nicoud, D. Boulès, R. Braucher, G. Ménard & B. Souffaché (2006) The recent fault scarps of the western Alps (France): tectonic surface ruptures or gravitational sackung scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and ¹⁰Be dating approach. *Tectonophysics*, 418,

255–276.

Holm, K., M. Bovis & M. Jakob (2004) The landslide response of alpine basins to post-Little Ice Age glacial thinning and retreat in southwestern British Columbia. *Geomorphology*, 57, 201-216.

Hooke, R. (1991) Positive feedbacks associated with erosion of glacial cirques and overdeepenings. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1104-1108.

Hoppe, G. (1982) The extent of the last inland ice sheet of Iceland. *Jökull*, 32, 3-11.

Hubbard, A. (2006) The validation and sensitivity of a model of the Icelandic ice sheet. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2297-2313.

Hubbard, A., D. Sugden, A. Dugmore, H. Norddahl & H. G. Pétursson (2006) A modelling insight into the Icelandic Last Glacial Maximum ice sheet. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2283-2296.

Hughes, P., P. Gibbard & J. Woodward (2007) Geological controls on Pleistocene glaciation and cirque form in Greece. *Geomorphology*, 88, 242-253.

Huguet, F. (2008) Cirques glaciaires et étagement des formes dans le massif du Feldberg, dans le sud de la Forêt Noire (Allemagne). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 309-318.

Hutchinson, M. (1993) Development of a continent-wide DEM with applications to terrain and climate analysis. *Environmental modeling with GIS*, 392-399.

Ingólfsson, O. (1991). A review of the late Weichselian and early Holocene glacial environmental history of Iceland. In *Environmental change in Iceland, Past and Present*, eds. J. Maizels & C. Caseldine, 13-29. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.

Ingólfsson, Ó. & H. Norðdahl (1994) A review of the environmental history of Iceland, 13 000-9000 yr BP. *Journal of Quaternary Science*, 9, 147-150.

Ingólfsson, Ó. & H. Norðdahl (2001) High relative sea level during the Bolling Interstadial in western Iceland: a reflection of ice-sheet collapse and extremely rapid glacial unloading. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 231-243.

Jaboyedoff, M., I. Penna, A. Pedrazzini, I. Baroň & G. B. Crosta (2013) An introductory review on gravitational-deformation induced structures, fabrics and modeling. *Tectonophysics*, 605, 1-12.

Jansen, E. & J. Sjøholm (1991) Reconstruction of glaciation over the past 6 Myr from ice-borne deposits in the Norwegian Sea. *Nature*, 349, 600-603.

Jarman, D. (2006) Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: characterisation, causes and spatial distribution. *Eng. Geol.*, 83, 161-182.

Jarman, D. (2009) Paraglacial rock slope failure as an agent of glacial trough widening. *Geological Society, London, Special Publications*, 320, 103-131.

Jarman, D. & C. K. Ballantyne (2002) Beinn Fhada, Kintail: an example of large-scale paraglacial rock slope deformation. *The Scottish Geographical Magazine*, 118, 59-68.

Jarman, D., M. Calvet, J. Corominas, M. Delmas & Y. Gunnell (2014) Large-Scale Rock Slope Failures in the Eastern Pyrenees: Identifying a Sparse But Significant Population in Paraglacial and Parafluvial Contexts. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 96, 357-391.

Jennings, A., J. Syvitski, L. Gerson, K. Grönvold, Á. Geirsdóttir, J. Hardardóttir, J. Andrews & S. Hagen (2000) Chronology and paleoenvironments during the late Weichselian deglaciation of the southwest Iceland shelf. *Boreas*, 29, 163-183.

Jóhannesson, H. & K. Sæmundsson. (2009). *Geological Map of Iceland. 1:600 000. Tectonics*. Reykjavik: Icelandic Institute of Natural History.

Johnson, W. D. (1904) The Profile of Maturity in Alpine Glacial Erosion. *The Journal of Geology*, 12, 569-578.

Jónsson, H. P. (2005). *Gjóskulög í Skagafirði. 60. Sauðárkrókur: Iceland*.

- Jónsson, Ó. (1957). Skriðuföll og snjóflóð. 141. Bókaútgáfan norðri.
- Jónsson, Ó. (1976). Berghlaup. 623 Akureyri: Ræktunarfélag Norðurlands.
- Jull, M. & D. McKenzie (1996) The effect of deglaciation on mantle melting beneath Iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 101, 21815-21828.
- Kaldal, I. & S. Víkingsson (1991) Early Holocene deglaciation in central Iceland. *Jökull*, 40, 51-66.
- Kellerer-Pirklbauer, A., H. Proske & V. Strasser (2010) Paraglacial slope adjustment since the end of the Last Glacial Maximum and its long-lasting effects on secondary mass wasting processes: Hauser Kaibling, Austria. *Geomorphology*, 120, 65-76.
- Kristjansson, L., A. Gudmundsson & B. Hardarson (2004) Stratigraphy and paleomagnetism of a 2.9-km composite lava section in Eyjafjörður, Northern Iceland: a reconnaissance study. *International Journal of Earth Sciences*, 93, 582-595.
- Långbacka, B. O. & A. Gudmundsson (1995) Extensional tectonics in the vicinity of a transform fault in north Iceland. *Tectonics*, 14, 294-306.
- Larsen, G. & J. Eiríksson (2008) Holocene tephra archives and tephrochronology in Iceland—a brief overview. *Jökull*, 58, 229-250.
- Larsen, G. & S. Þórarinnsson (1977) H4 and other acid Hekla thepra layers. *Jökull* 27, 28-46.
- Lawver, L. A. & R. D. Müller (1994) Iceland hotspot track. *Geology*, 22, 311-314.
- Le Breton, E., O. Dauteuil & G. Biessy (2010) Post-glacial rebound of Iceland during the Holocene. *Journal of the Geological Society*, 167, 417-432.
- Leith, K., J. R. Moore, F. Amann & S. Loew (2014) Subglacial extensional fracture development and implications for Alpine Valley evolution. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119, 2012JF002691.
- Leó Kristjánsson, Ágúst Guðmundsson, Árni Hjartarson & Haraldur Hallsteinsson (2006) A paleomagnetic study of stratigraphic relations in the lava pile of Norðurárdalur and Austurdalur, Skagafjörður, North Iceland. *Jökull*, 56, 39-55.
- Lewis, W. (1939) Snow-patch erosion in Iceland. *Geographical Journal*, 153-161.
- Licciardi, J., C. Denoncourt & R. Finkel (2008) Cosmogenic ³⁶Cl production rates from Ca spallation in Iceland. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 365-377.
- Lidmar-Bergström, K. (1997) A Long-Term Perspective on Glacial Erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 297-306.
- Linton, D. I. (1963) The forms of glacial erosion. *Transactions Institute of British Geographers*, 33, 28.
- Martonne, E. de (1901) Fjords, cirques, vallées alpines et lacs subalpins. *Annales de géographie*, 52, 289-294.
- Martonne, E. de (1910) L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. *Annales de géographie*, XIX, 289-317.
- Martonne, E. de (1911) L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. *Annales de géographie*, XX, 1-29.
- Matthes, F. E. (1900) Glacial sculpture of the Bighorn Mountains. Wyoming. US Geological Survey Twenty-first Annual Report Part II, 167-190.
- McColl, S. T. (2012) Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, 153–154, 1-16.
- McColl, S. T. & T. R. H. Davies (2013) Large ice-contact slope movements: glacial buttressing, deformation and erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 1102-1115.
- McDougall, I., L. Kristjansson & K. Saemundsson (1984) Magnetostratigraphy and geochronology of nor-

thwest Iceland. *J. geophys. Res.*, 89, 7029-7060.

McDougall, I., N. Watkins & L. Kristjansson (1976) Geochronology and paleomagnetism of a Miocene-Pliocene lava sequence at Bessastadaa, eastern Iceland. *American Journal of Science*, 276, 1078-1095.

Mège, D. & O. Bourgeois (2011) Equatorial glaciations on Mars revealed by gravitational collapse of Valles Marineris wallslopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 310, 182-191.

Mège, D., L. Le Deit, T. Rango & T. Korme (2013) Gravity tectonics of topographic ridges: Halokinesis and gravitational spreading in the western Ogaden, Ethiopia. *Geomorphology*, 193, 1-13.

Meierding, T. C. (1982) Late pleistocene glacial equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: A comparison of methods. *Quaternary Research*, 18, 289-310.

Mercier D., (2007) – Le paraglaciaire : évolution d'un concept, in *Du continent au bassin versant. Théories et pratiques en géographie physique (Hommage au Professeur Alain Godard)*, Clermont-Ferrand, Presses universitaires Blaise Pascal, Collection Nature & Sociétés, vol. 4, pp. 341- 353.

Mercier, D. (2008) Paraglacial and paraperiglacial landsystems: concepts, temporal scales and spatial distribution. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 223-234.

Mercier, D. (2011). *La géomorphologie paraglaciaire. Changements climatiques, fonte des glaciers et crises érosives associées*. Editions universitaires européennes. 256 p.

Mercier, D. (2013). Paraglacial processes during rapid deglaciation: a question of time and space. In *EGU General Assembly 2013*.

Mercier, D., O. Bourgeois, J. Coquin, E. Cossart, A. Decaulne & T. Feuillet (submitted) A comprehensive paraglacial model for deglaciated Earth landscapes evolution based on Icelandic case studies. *Earth-Science Reviews*.

Mercier, D., E. Cossart, A. Decaulne, T. Feuillet, J. Coquin, O. Bourgeois, S. Pochat, H. P. Jónsson & Þ. Sæmundsson. 2013. Toward a comprehensive paraglacial model: case studies from Iceland. In *IAAG. Paris*.

Mercier, D., E. Cossart, A. Decaulne, T. Feuillet, H. P. Jónsson & Þ. Sæmundsson (2013) The Höfðahólar rock avalanche (sturzström): Chronological constraint of paraglacial landsliding on an Icelandic hillslope. *The Holocene*, 23, 432-446.

Mercier, D., S. Étienne, D. Sellier & M. F. André (2009) Paraglacial gullying of sediment-mantled slopes: a case study of Colletthøgda, Kongsfjorden area, West Spitsbergen (Svalbard). *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1772-1789.

Mercier, D. & D. Laffly (2005) Actual paraglacial progradation of the coastal zone in the Kongsfjorden area, western Spitsbergen (Svalbard). *Geological Society, London, Special Publications*, 242, 111-117.

Morgan, J. K. & P. J. McGovern (2005) Discrete element simulations of gravitational volcanic deformation: 1. Deformation structures and geometries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 110.

Mörner, N.-A. (1991) Intense earthquakes and seismotectonics as a function of glacial isostasy. *Tectonophysics*, 188, 407-410.

Mulder, T. & P. Cochonat (1996) Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary research*, 66.

Nesje, A. & I. M. Whillans (1994) Erosion of Sognefjord, Norway. *Geomorphology*, 9, 33-45.

Norðdahl, H. (1990) Late Weichselian and early Holocene Deglaciation history of Iceland. *Jökull*, 40, 27-50.

Norðdahl, H. (1991). A review of the glaciation maximum concept and the deglaciation of Eyjafjörður, North Iceland. In *Environmental change in Iceland: past and present*, eds. J. Maizels & C. Caseldine, 31-47. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.

Norðdahl, H. & H. G. Pétursson. (2005). 3. Relative sea-level changes in Iceland: new aspects of the Weichselian deglaciation of Iceland. In *Developments in Quaternary Sciences*, eds. A. R. J. H. C. Caseldine & K. Ó, 25-78. Elsevier.

Olyphant, G. A. (1977) Topoclimate and the depth of cirque erosion. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 209-213.

Ostermann, M., D. Sanders, S. Ivy-Ochs, V. Alfimov, M. Rockenschaub & A. Römer (2012) Early Holocene (8.6 ka) rock avalanche deposits, Obernberg valley (Eastern Alps): Landform interpretation and kinematics of rapid mass movement. *Geomorphology*, 171–172, 83-93.

Paillard, D. (2015) Quaternary glaciations: from observations to theories. *Quaternary Science Reviews*, 107, 11-24.

Pánek, T., V. Smolková, J. Hradecký, I. Baroš & K. Šilhán (2013) Holocene reactivations of catastrophic complex flow-like landslides in the Flysch Carpathians (Czech Republic/Slovakia). *Quaternary Research*, 80, 33-46.

Pánek, T., P. Tábořík, J. Klimeš, V. Komárková, J. Hradecký & M. Šťastný (2011) Deep-seated gravitational slope deformations in the highest parts of the Czech Flysch Carpathians: evolutionary model based on kinematic analysis, electrical imaging and trenching. *Geomorphology*, 129, 92-112.

Panizza, M. (1973). Glacio pressure implications in the production of landslides in the dolomitic area. *Arti grafiche Favia*.

Pawlyta, J., A. Pazdur, A. Rakowski, B. Miller & D. Harkness (1998) Commissioning of a Quantulus 1220 liquid scintillation beta spectrometer for measuring ¹⁴C and ³H at natural abundance levels. *Radiocarbon*, 40, 201-209.

Pazdur, A., M. Fogtman, A. Michczynski & J. Pawlyta (2003) Precision of ¹⁴C dating in Gliwice Radiocarbon Laboratory. FIRI programme. *Geochronometria*, 22, 27-40.

Pedrazzini, A., M. Jaboyedoff, A. Loye & M. H. Derron (2013) From deep seated slope deformation to rock avalanche: Destabilization and transportation models of the Sierre landslide (Switzerland). *Tectonophysics*, 605, 149-168.

Penck, A. & Brückner E. (1904-1905-1906). *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig: Tauchnitz ed.

Pétursson, H. G. & Þ. Sæmundsson. (2008). Skriðuföll í Skagafirði. In *Skagfirsk náttúra 2008*, eds. Þ. Sæmundsson, A. Decaulne & H. P. Jónsson, 25-20. *Sauðárkrókur: Náttúrustofa Norðurlands vestra NNV*.

Porter, S. C. (2000) Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1067-1091.

Prager, C., C. Zangerl, G. Patzelt & R. Brandner (2008) Age distribution of fossil landslides in the Tyrol (Austria) and its surrounding areas. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 377-407.

Principato, S. M. (2008) Geomorphic evidence for Holocene glacial advances and sea level fluctuations on eastern Vestfirðir, northwest Iceland. *Boreas*, 37, 132-145.

Principato, S. M., Á. Geirsdóttir, G. E. Jóhannsdóttir & J. T. Andrews (2006) Late Quaternary glacial and deglacial history of eastern Vestfirðir, Iceland using cosmogenic isotope (³⁶Cl) exposure ages and marine cores. *Journal of Quaternary Science*, 21, 271-286.

Principato, S. M. & J. F. Lee (2014) GIS analysis of cirques on Vestfirðir, northwest Iceland: implications for palaeoclimate. *Boreas*, 43, 807-817.

Radbrush-Hall, D. H., Varnes, D.J., Savage, W.Z (1976) Gravitational spreading of steep-sided ridges ("sackungen") in western United States. *International Association of Engineering Geology Bulletin* 14, 28-35.

Rapp, A. (1960) Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 65-200.

Raymo, M., W. Ruddiman, J. Backman, B. Clement & D. Martinson (1989) Late Pliocene variation in Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation. *Paleoceanography*, 4, 413-446.

Reimer, P. J., E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, P. G. Blackwell, C. Bronk Ramsey, C. E. Buck, H. Cheng, R. L. Edwards & M. Friedrich (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years

cal BP.

Renssen, H. & R. F. B. Isarin (2001) The two major warming phases of the last deglaciation at 14.7 and 11.5 ka cal BP in Europe: climate reconstructions and AGCM experiments. *Global and Planetary Change*, 30, 117-153.

Roldset, E. (1983) Tertiary (Miocene-Pliocene) interbasalt sediments, NW-and W-Iceland. *Jökull*, 39-56.

Rögnvaldsson, S. T., A. Gudmundsson & R. Slunga (1998) Seismotectonic analysis of the Tjörnes Fracture Zone, an active transform fault in north Iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 103, 30117-30129.

Rundgren, M. & Ó. Ingólfsson (1999) Plant survival in Iceland during periods of glaciation? *Journal of Biogeography*, 26, 387-396.

Rundgren, M., Ó. Ingólfsson, S. Björck, H. Jiang & H. Hafliðason (1997) Dynamic sea-level change during the last deglaciation of northern Iceland. *Boreas*, 26, 201-215.

Ryder, J. M. (1971) Some aspects of the morphometry of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 252-264.

Sæmunðsson, K. (1979) Outline of the geology of Iceland. *Jökull* 29, 7-28.

Sæmunðsson, K., L. Kristjansson, I. McDougall & N. Watkins (1980) K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 5-km lava succession in northern Iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 85, 3628-3646.

Sanders, J. W., K. M. Cuffey, J. R. Moore, K. R. MacGregor & J. L. Kavanaugh (2012) Periglacial weathering and headwall erosion in cirque glacier bergschrunds. *Geology*, 40, 779-782.

Savage, W. Z. & D. J. Varnes (1987) Mechanics of gravitational spreading of steep-sided ridges («sackung»). *Bulletin of the International Association of Engineering Geology - Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 35, 31-36.

Selby, M. J. (1993). *Hillslope Materials and Processes*. New York: Oxford University Press.

Shroder, J. F. & M. P. Bishop (1998) Mass movement in the Himalaya: new insights and research directions. *Geomorphology*, 26, 13-35.

Shuster, D. L., T. A. Ehlers, M. E. Rusmoren & K. A. Farley (2005) Rapid Glacial Erosion at 1.8 Ma Revealed by $4\text{He}/3\text{He}$ Thermochronometry. *Science*, 310, 1668-1670.

Slaymaker, O. (2009) Proglacial, periglacial or paraglacial? *Geological Society, London, Special Publications*, 320, 71-84.

Soldati, M., A. Corsini & A. Pasuto (2004) Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena*, 55, 141-161.

Sorriso-Valvo, M., G. Gullà, L. Antronico, C. Tansi & M. Amelio (1999) Mass-movement, geologic structure and morphologic evolution of the Pizzotto–Greci slope (Calabria, Italy). *Geomorphology*, 30, 147-163.

Spagnolo, M. & C. D. Clark (2009) A geomorphological overview of glacial landforms on the Icelandic continental shelf. *Journal of Maps*, 5, 37-52.

Sparrow, G. W. A. (1974) Non-glacial cirque formation in southern Africa. *Boreas*, 3, 61-68.

Staples, R. K., R. S. White, B. Brandsdóttir, W. Menke, P. K. Maguire & J. H. McBride (1997) Faeroe-Iceland Ridge Experiment 1. Crustal structure of northeastern Iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 102, 7849-7866.

Stefansson, R., G. B. Gudmundsson & P. Halldorsson (2008) Tjörnes fracture zone. New and old seismic evidences for the link between the North Iceland rift zone and the Mid-Atlantic ridge. *Tectonophysics*, 447, 117-126.

Stewart, I. S., J. Sauber & J. Rose (2000) Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1367-1389.

Stocker, T., D. Qin, G. Plattner, M. Tignor, S. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex & P. Midgley (2013) Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Climate Change*.

Stötter, J., M. Wastl, C. Caseldine & T. Häberle (1999) Holocene palaeoclimatic reconstruction in northern Iceland: approaches and results. *Quaternary Science Reviews*, 18, 457-474.

Stroeven, A. P., D. Fabel, J. Harbor, C. Hättestrand & J. Kleman (2002) Quantifying the erosional impact of the Fennoscandian ice sheet in the Torneträsk–Narvik corridor, northern Sweden, based on cosmogenic radionuclide data. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 84, 275-287.

Sugden, D. E. (1969) The age and form of corries in the Cairngorms. *The Scottish Geographical Magazine*, 85, 34-46.

Tabor, R. W. (1971) Origin of Ridge-Top Depressions by large-scale creep in the Olympic mountains, Washington. *Geological Society of America Bulletin*, 1811-1822.

Tapponnier, P. & J. Francheteau (1978) Necking of the lithosphere and the mechanics of slowly accreting plate boundaries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 83, 3955-3970.

Thorarinsson, S., T. Einarsson & G. Kjartansson (1959) On the geology and geomorphology of Iceland. *Geografiska Annaler*, 135-169.

Thordarson, T. & Á. Höskuldsson (2008) Postglacial volcanism in Iceland. *Jökull*, 58, 197-228.

Tibaldi, A., A. Rovida & C. Corazzato (2004) A giant deep-seated slope deformation in the Italian Alps studied by paleoseismological and morphometric techniques. *Geomorphology*, 58, 27-47.

Tricart, J. (1963). *Géomorphologie des régions froides*. Presses universitaires de France.

Tudyka, K., A. Pazdur, P. Theodorsson, A. Michczynski & J. Pawlyta (2010) The Application of ICELS Systems for Radiocarbon Dating. *Radiocarbon*, 52, 1661.

Turnbull, J. M. & T. R. H. Davies (2006) A mass movement origin for cirques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 1129-1148.

Ustaszewski, M., A. hampel & O. A. Pfiffner (2008) Composite faults in the Swiss Alps formed by the interplay of tectonics, gravitation and postglacial rebound: an integrated field and modelling study. *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 223-235.

Van Den Eeckhaut, M., J. Poesen, F. Gullentops, L. Vandekerckhove & J. Hervás (2011) Regional mapping and characterisation of old landslides in hilly regions using LiDAR-based imagery in Southern Flanders. *Quaternary Research*, 75, 721-733.

Van Vliet-Lanoë, B. (2005). *La planète des glaces: histoire et environnements de notre ère glaciaire*. ed. Vuibert. Paris.

Van Vliet-Lanoë, B., O. Bourgeois, O. Dauteuil, J. C. Embry, J. L. Schneider & H. Guillou (2005) Deglaciation and volcano-seismic activity in Northern Iceland: Holocene and early Eemian. *Geodinamica Acta*, 18, 81-100.

Van Vliet-Lanoë, B., Å. Guðmundsson, H. Guillou, R. A. Duncan, D. Genty, B. Ghaleb, S. Gouy, P. Récourt & S. Scaillet (2007) Limited glaciation and very early deglaciation in central Iceland: Implications for climate change. *Comptes Rendus Geoscience*, 339, 1-12.

Víkingsson, S. (1978) The Deglaciation of the Southern Part of the Skagafjörður District, Northern Iceland. *Jökull*, 28, 1-17.

Vogt, P. R. (1974). The Iceland phenomenon: imprints of a hot spot on the ocean crust, and implications for flow below the plates. In *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area*, 105-126. Springer.

Whalley, W., G. Douglas & A. Jonsson (1983) The magnitude and frequency of large rockslides in Iceland in the Postglacial. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 65A, 99-110.

White, R. (1989). Initiation of the Iceland plume and opening of the North Atlantic. In *Extensional tecto-*

tics and stratigraphy of the North Atlantic margins, 149-154. Amer Assn of Petroleum Geologists.

White, W. (1970) Erosion of cirques. *Journal of Geology*, 78, 123-126.

Wilson, P. (2005) Paraglacial rock-slope failures in Wasdale, western Lake District, England: morphology, styles and significance. *Proceedings of the Geologists' Association*, 116, 349-361.

Wilson, P. & A. Smith (2006) Geomorphological characteristics and significance of late quaternary paraglacial rock-slope failures on Skiddaw Group terrain, Lake District, northwest England. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 88, 237-252.

Wolf, T. C. & J. Thiede (1991) History of terrigenous sedimentation during the past 10 my in the North Atlantic (ODP Legs 104 and 105 and DSDP Leg 81). *Marine Geology*, 101, 83-102.

Wolfe, C. J., I. T. Bjarnason, J. C. VanDecar & S. C. Solomon (1997) Seismic structure of the Iceland mantle plume. *Nature*, 385, 245-247.

Wyrwoll, K.-H. (1977) Causes of rock-slope failure in a cold area: Labrador-Ungava. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, 3, 59-67.

Zischinsky, U. (1966) On the deformation of high slopes. *Proc.1st Congr. Int. Soc. Rock Mechanics*, 2, 179-185.

Liste des tables

CHAPITRE 2

Table 1 - Summary of statistics of width and depth parameters calculated for the 8 troughs analyzed in the study area.	54
---	----

CHAPITRE 3

Table 1 - Morphometric criteria and volume of cirques	81
Table 2 - Morphometric criteria and volumes of RSFs	86
Table 3 - Mixed and unmixed paraglacial and glacial erosion rates in the shaping of cirques together with extrapolated time required to carve out cirques on the basis of strictly glacial processes.	90

CHAPITRE 4

Table 1 - ^{14}C radiocarbon age measurement	115
Table 2 - Age-depth model results	115

Liste des photos

INTRODUCTION

Photo 1 - Vue sur le massif du Hnjúkar situé sur la rive orientale du Skagafjörður. Le massif présente une morphologie caractéristique des massifs ayant été affectés par une dynamique d'étalement gravitaire.	17
Photo 2 - Vue sur la partie supérieure du versant du Holtshyrna situé dans le nord de la péninsule de Tröllaskagi. Le versant présente une série d'escarpements à regard amont caractéristiques des déformations par étalement gravitaire.	17
Photo 3 - Vue sur un glissement rotationnel en nez de crête situé à la confluence entre deux vallées glaciaires dans le nord de la péninsule du Tröllaskagi.	17
Photo 4 - Cicatrice d'arrachement associé à un glissement translationnel peu profond inscrit dans les trapps basaltiques du Tertiaire, sur la rive orientale du Skagafjörður.	17

Liste des figures

INTRODUCTION

Figure 1 - Schéma présentant les réajustements qui affectent les versants en contexte de déglaciation.	16
Figure 2 - Schéma présentant les questions de recherche visant à caractériser (i) l'influence potentielle de l'étalement gravitaire dans le façonnement des auges, (ii) l'influence potentielle des mouvements de masse dans le façonnement des cirques et (iii) l'influence potentielle de l'étalement gravitaire dans le déclenchement des mouvements de masse.	18
Figure 3 - Carte de localisation de la région d'étude	19

CHAPITRE 1

Figure 4 - Carte de localisation des systèmes volcaniques actifs (d'après Bourgeois, 2000).	30
Figure 5 - Reconstitution des extensions glaciaires au cours des épisodes de réavancée du Dryas récent (A) et du Préboréal (B) (d'après Geirsdóttir et al., 2009 ; Norðdahl et Pétursson, 2005) et localisation des glaciers de nos jours (C).	32
Figure 6 - Carte de localisation des trois secteurs d'étude (1-3), des pendages (d'après Jóhannesson et Sæmundsson, 2009) et profils d'altitude transversaux réalisés le long du massif du Tröllaskagi (AA'-CC').	33
Figure 7 - Carte présentant la structure de la pile de basalte (d'après Jóhannesson et Sæmundsson, 2009 et d'après nos observations), de l'âge des roches (d'après Jóhannesson et Sæmundsson, 2009) et des instabilités paraglaciaires de versant : étalements gravitaires (d'après nos observations) et mouvements de masses (d'après Pétursson et Sæmundsson, 2008 ; Feuillet et al., 2014 et d'après nos observations).	35
Figure 8 - Carte de localisation des dépôts glaciaires et des mouvements de masse identifiés dans les vallées situées sur le flanc ouest du Tröllaskagi.	38
Figure 9 - Schéma de synthèse présentant les objectifs de recherche, la méthodologie et les données utilisées ainsi que les principaux résultats obtenus.	40

CHAPITRE 2

Figure 1 - Location map of the DSGSD of Óslandshliðarfjöll and Hnjúkar ridges.	49
Figure 2 - High-resolution transversal profiles extracted from LiDAR dataset.	51
Figure 3 - Method used to calculate the geometric criteria along the troughs.	53
Fig. 4 - Views of the geomorphological units of interest.	56
Fig. 5 - Morphological map of the snout of Deildardalur and Óslandshliðarfjöll ridges.	57
Fig. 6 - Orientation of normal faults in Skagafjörður.	58
Fig. 7 - Idealized profil reconstruction of the Skuggabjargadalur.	58
Fig. 8 - Interpretative sketch of the relief evolution along the Óslandshliðarfjöll and Hnjúkar ridges from the LGM to the present day.	
Fig. 9 - Kinematic reconstruction of the DSGSD along the ridge of Óslandshliðarfjöll together with the reconstruction sequence of the Late Weichselian deglaciation at the snout of Deildardalur from the LGM to the present day.	60
Fig. 10 - Simplified kinematic reconstruction of the DSGSD in Hrappsdalur from the LGM to the present day.	61
Fig. 11 - Chronological synthesis of the time constraint of the paraglacial ridge-top splitting in relation to other dynamics discussed in this study (Late Weichselian deglaciation, post-glacial rebound and landslide activity) – modified from Mercier et al., 2013.	63

CHAPITRE 3

Fig. 1 - Location of the study area.	76
Fig. 2 - Reconstruction of paleo-isolines of surfaces dissected by cirques and RSF cavities.	77
Fig. 3 - Estimation of eroded volumes from cirques based on the reconstruction of the paleo-plateau.	78
Fig. 4 - Present-day transversal profiles (in dark gray) performed on ASTER and LiDAR elevation models together with pre-incision profiles (in light gray) obtained from reconstructed paleo-DEMs.	82
Fig. 5 - Overall physiography together with a geomorphological map of the Tindastóll ridge.	83
Fig. 6 - Views of the geomorphological features of interest along the Tindastóll ridge together with their interpretative sketches.	84
Fig. 7 - Views of the geomorphological features of interest along the Tindastóll ridge.	85
Fig. 8 - Simplified sketch of the Tindastóll relief evolution over successive glacial-paraglacial stages (in planform).	86
Fig. 9 - Interpretative 3D sketches showing the role of paraglacial ridges and slope destabilization processes in trough/cirque genesis and further development. The present-day footprint of glacial cirques along the Tindastóll ridge is interpreted as being controlled by initial topographic depressions formed under the action of large-scale paraglacial ridges and slope destabilization processes (DSGSDs and RSFs).	87
Fig. 10 - The map shows the RSF contribution ratio results in the making of the eight cirques of the Tindastóll ridge given the number of paraglacial sequences used in the ratio: (i) for one paraglacial sequence (in black), (ii) for 18 paraglacial sequences (in dark gray) and (iii) for 30 paraglacial sequences (in light gray).	89
Fig. 11 - The plot shows the potential influence of RSF activity on the shaping of cirques given the number of glaciation-deglaciation cycles.	90

CHAPITRE 4

Fig. 1 - Location map of the study area in Iceland.	105
Fig. 2 - Morphological map of the Holtshyrna ridge.	106
Fig. 3 - Transverse elevation profiles along the Holtshyrna ridge extracted from the ASTER DEM.	109
Fig. 4 - Views of the Holtshyrna ridge geomorphological units (DSGSD and landslide features).	110
Fig. 5 - Geomorphological map of the Stífluhólar rock-avalanche.	111
Fig. 6 - Orientation of DSGSD features compared with orientation of landslide headscarps and sidescarps.	113
Fig. 7 - Aerial orthophoto of the Stífluhólar rock-avalanche with location of the excavated pits.	114

Fig. 8 - Age/Depth plot carried out for the pit 2.	115
Fig. 9 - Proposed transversal cross-profile evolution of the Stifluhólar slope during the Late Weichselian deglaciation.	118
Fig. 10 - Chronological reconstruction of DSGSD and rock-avalanche events, from the Last Glacial Maximum to the present day.	119

CHAPITRE 5

Fig. 1 - Schéma de synthèse des principaux enseignements de la thèse.	127
Fig. 2 - Modèle explicatif général de développement des auges à l'échelle du massif du Tröllaskagi.	128
Fig. 3 - Carte de localisation des escarpements, interprétés comme des escarpements mis en place à la faveur d'étalements gravitaire et des dykes dans la région du Skagafjörður (d'après nos observations) et diagramme présentant leurs orientations.	129
Fig. 4 - Synthèse des datations obtenues pour les glissements de la région du Skagafjörður.	132

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS	5
INTRODUCTION	15
1.Contexte scientifique de la recherche	15
2.Le sujet de la thèse	16
2.1 objets et axes de recherche	16
2.2 Skagafjörður, un terrain de recherche adapté	18
3.Les mécanismes paraglaciaires de déformation des versants	18
4.Les problématiques de recherche	19
4.1 Le rôle de la déglaciation dans la mise en place des réajustements de versant	19
4.1.1 L'ubiquité des processus	19
4.1.2 La séquence temporelle des réajustements gravitaires	20
4.1.3 Le déphasage entre la déglaciation et les mouvements de masse	20
4.1.4 Le rôle de l'étalement gravitaire dans la mise en place des mouvements de masse	21
4.1.5 Les axes de recherche	22
4.2 Le rôle des processus paraglaciaires de versant (i.e mouvements de masse et étalements gravitaires) dans le façonnement et l'érosion des reliefs des milieux froids	22
4.2.1 Les taux d'érosion glaciaires	22
4.2.2 La répartition spatiale des cirques	23
4.2.3 Le rôle des réajustements de versant dans le façonnement des formes d'évidement	23
4.2.4 Les axes de recherche	25
5.Les objectifs de recherche	25
INTRODUCTION AU TERRAIN D'ETUDE ET A LA METHODOLOGIE	29
1.Présentation du terrain d'étude à différentes échelles spatiales et temporelles	29
1.1 Contexte islandais	29
1.1.1 Contexte volcanique et tectonique	29
1.1.2 Les glaciations de la fin du Cénozoïque et du Quaternaire	31
1.2 Région d'étude	32
1.2.1 Physiographie	32
1.2.2 Nature du substrat	33
1.2.3 Activité sismo-tectonique actuelle	34
1.2.4 La déglaciation du Weichselien tardif	36
1.2.5 Les réajustements paraglaciaires	37
1.2.6 Une sélection de 3 secteurs d'investigation	38
2.Présentation de la méthodologie	39

GRAVITATIONAL SPREADING OF MOUNTAIN RIDGE COEVAL WITH LATE WEICHSELIAN DEGLACIATION: IMPACT ON GLACIAL LANDSCAPES IN TROLLASKAGI, NORTHERN ICELAND

	45
1.Introduction	47
2.Study Area	
2.1 Local setting	48
2.2 Deglaciation history of the Skagafjörður area	49
2.3 Paraglacial readjustments in Skagafjörður	50
3.Methodology	51
4.Results	52
4.1 Physiographic description of troughs on Óslandshlíðarfjöll and Hnjúkar	52
4.2 DSGSD signature in troughs	53
4.3 Glacial signature in troughs	57
4.4 Reconstruction of deglaciation patterns	58
4.4.1 LGM glacial extension	59
4.4.2 Late Weichselian deglaciation	60
4.4.3 Early coastal deglaciation	62
4.5 Kinematic reconstruction of the gravitational ridge spreading	62
5.Discussion	63
5.1 Drivers of paraglacial ridge adjustment	63
5.2 Response time of DSGSD to deglaciation	63
5.3 Impact of DSGSD on glacial trough development	64
6.Conclusion	65

A PARAGLACIAL MASS-MOVEMENT ORIGIN FOR CIRQUES: A CASE STUDY FROM NORTHERN ICELAND

	71
1.Introduction	73
2.Study area	74
2.1 Local setting	74
2.2 Pre-Quaternary benchmark surface	75
3.Methodology	75
3.1 Mapping erosional landforms	75
3.2 Morphometric variables	77
3.3 Paleo-surface reconstruction and volume calculation	77
3.4 Estimation of erosion rates derived from the excavated volume of cirques	78
3.5 Assessing the contribution of paraglacial RSF activity to cirque shaping	79
4.Results	80
4.1 A plateau deeply dissected by cirques	80
4.2 A plateau affected by gravitational spreading	80
4.2.1 Gravitationally-driven fault reactivations	80
4.2.2 Gravitational spreading signature in cirques	81
4.3 RSF signature in cirques	83
4.3.1 Post-glacial RSFs in cirques	83
4.3.2 Evidence of older RSF events in cirques	85
4.4 Reconstructed cirque genesis and development under the action of paraglacial instabilities	86
4.5 Assessment of the RSF contribution to the shaping of cirques	87
4.5.1 Unsteady contribution of RSFs to the shaping of cirques	87

4.5.2 Overall RSF contribution ratio in cirque shaping is underestimated	88
4.6 Estimation of strictly glacial erosion rates	90
5.Discussion	91
5.1 Uncertainties about glacial rates	91
5.2 Predominant control of paraglacial processes in the shaping of cirques	91
5.3 Role of glaciers as conveyors to evacuate debris	92
5.4 Implication of a paraglacial origin of cirques	93
6.Conclusion	93

GRAVITATIONAL SPREADING AS A PRECURSOR OF LANDSLIDING. EXAMPLE FROM THE ROCK-AVALANCHE OF STIFLUHOLAR, SKAGAJORDUR, NORTHERN ICELAND

	99
1.Introduction	103
2.Study area	104
3.Methodology	107
3.1 Geomorphic survey	107
3.2 Age measurements	107
4.Results	108
4.1 Physiographic description of slope deformations	108
4.1.1 Upper slope DSGSD	108
4.1.2 Lower slope landslides	108
4.2 Relationship between DSGSD and landsliding	112
4.3 Dating of the Stifluhólar rock-avalanche	112
5.Discussion	112
5.1 Chronological relationships between deglaciation and landsliding	115
5.2 DSGSD as a potential precursor of landsliding	116
5.3 Timing and controls of the DSGSD-rock-avalanche sequence	117
6.Conclusion	119

SYNTHESE ET PERSPECTIVES

	125
1.Le rôle de l'étalement gravitaire dans le façonnement des auges glaciaires	125
1.1 Synthèse	125
1.2 Perspectives	126
2.Le rôle des mouvements de masse dans le façonnement des cirques glaciaires	128
2.1 Synthèse	128
2.2 Perspectives	130
3.Le rôle de la déglaciation dans la mise en place des réajustements de versant	131
3.1 Synthèse	131
3.2 Perspectives	131

CONCLUSION	137
BIBLIOGRAPHIE	139
TABLES	155
TABLE DES MATIERES	159

Thèse de Doctorat

Julien COQUIN

Les impacts géomorphologiques de la déglaciation dans la région du Skagafjörður (Islande septentrionale)

The geomorphological impacts of the deglaciation in the Skagafjörður area (northern Iceland)

Résumé

Située au nord de l'Islande, la région littorale du Skagafjörður a connu, au cours de la déglaciation du Weichsélien Tardif, une fonte massive des édifices glaciaires. Cette période de déglaciation a eu des impacts importants sur les reliefs et les dynamiques de versant. Les instabilités qui ont affecté les versants au cours de cette séquence s'expriment selon deux modalités principales : (i) les réajustements par déformation (i.e. les étalements gravitaires) et (ii) les réajustements par glissement (i.e. les mouvements de masse). C'est à l'étude de ces réajustements de versants qui opèrent en contexte de déglaciation qu'est consacrée cette thèse. A ce titre, elle s'inscrit dans le cadre de la géomorphologie paraglaciale qui a pour objet les « processus de surface, formations, formes et géosystèmes qui sont directement conditionnés par la glaciation et la déglaciation » (Ballantyne, 2002). Ces réajustements paraglaciaux de versant sont abordés autour de deux questions : (i) le rôle de la déglaciation dans la mise en place des réajustements de versants et (ii) le rôle des réajustements de versants dans le façonnement des auges et des cirques glaciaires. Les résultats des recherches réalisés dans le cadre de cette thèse font apparaître : (i) une influence significative des instabilités paraglaciales de versant (i.e. mouvements de masse et étalements gravitaires) dans le façonnement et l'érosion des reliefs des milieux froids et (ii) un rôle potentiel de la dynamique d'étalement gravitaire dans la dégradation progressive de la stabilité des pentes en contexte de déglaciation qui conduit, in fine, au déclenchement des mouvements de masse.

Mots clés

Déglaciation/Versants/Paraglaciale/Etalements gravitaires/Glissements

Abstract

Located north of Iceland, the Skagafjörður area has experienced an ice shrinking during the Late Weichselian deglaciation. This period of transition from glacial to non-glacial conditions was characterized by significant impacts on reliefs and slope dynamics. The slope instabilities induced by the deglaciation operate in the form of: (i) slope deformations (i.e. gravitational spreading) and (ii) slope failures (i.e. mass-movements). This thesis is devoted to these slope readjustments which occurred in context of deglaciation. Accordingly, the thesis is related to the paraglacial geomorphology which focuses on "non glacial earth surface processes, sediment accumulations, landforms, landsystems and landscapes that are directly conditioned by glaciation and deglaciation" (Ballantyne, 2002). Two major uncertainties remains about: (i) the relationship between slope instabilities, both in the form of gravitational spreading and mass-movement, and the sequence of deglaciation, and (ii) the influence of paraglacial slope instabilities in the shaping of the erosional landforms usually attributed to the action of glacial erosion processes (i.e. cirques and troughs). Main results carried out during this research highlight: (i) a significant influence of paraglacial gravitational spreading and mass-movement respectively in the carving of troughs and cirques and (ii) a potential influence of gravitational spreading as a precursor of mass-movement, throughout the progressive degradation of slope stability induced by the gravitational deformation which may ultimately result in rock-slope failures.

Key Words

Deglaciation/Slopes/Paraglacial/Gravitational spreading/Landslides